Földtani Közlöny is abstracted and indexed in
GeoRef (Washington),
Pascal Folio (Orleans),
Zentralblatt für Paläontologie (Stuttgart),
Referativny Zhurnal (Moscow) and
Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató Budapest)



Tartalom — Contents

Első borító: Felső-eocén Schizaster lorioli PÁV. kovásodott maradványa felső-eocén bryozoás márgában a Mátyás-hegyi-barlangból.
Hátsó borító: Balos eltolódást jelző szintes és lapos dőlésű csúszási karcok az óbudai Kecske-hegy nagyobbik eocén mészkőfejtőjének ÉK-i falában (Fotók: PELIKÁN Pál)

Budapest, 2013 ISSN 0015-542X

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny — a Magyarhoni Földtani Társulat hivatalos szakfolyóirata — csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés, ill. a folyóirat egyéb rovataiba tartozó mű. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjék meg. Az értekezések maximális összesített terjedelme 20 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A rövid közlemény terjedelme maximum 4 nyomtatott oldal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt értekezés és rövid közlemény bármelyik nyelven benyújtható, az értekezés esetében magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Magyar nyelvű értekezéshez elvárt egy részletes angol nyelvű összefoglaló. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A kéziratot (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) pdf formátumban — lemezen vagy hálózaton keresztül - kell benyújtani. Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára.

A Szerkesztőbizottság a cikket, indoklással, lektoráltatás nélkül is elutasíthatja. Elfogadás esetén a Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A lektorálásra 3 hét áll rendelkezésre. A harmadik lektor egy elfogadó és egy elutasító vélemény, (vagy elmaradó lektorálás) esetén kapja meg a kéziratot, amennyiben a szerkesztőbizottság így dönt, miután mérlegelte az elutasítás, ill. a további lektoráltatás lehetőségét.

A szerzőtől a Szerkesztőbizottság a lektorálás után 1 hónapon belül várja vissza a javított változatot. A szöveget word fájlban az ábrákat és táblázatokat külön-külön fájlban, megfelelő formátumban (l. később), elektronikusan. A teljes anyagból 1 példány nyomatot is kérünk. Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Abban az esetben, ha a szerzői javítás után megkapott cikkel kapcsolatban a lektor 3 héten belül nem nyilvánít véleményt, úgy tekintjük, hogy a cikket abban a formájában elfogadta. Mindazonáltal a Szerkesztőbizottság fenntartja magának a jogot, hogy kisebb változtatás esetén 2 hónapon, nagy átdolgozás esetén 6 hónapon túl beérkező cikkek megjelentetését visszautasítsa.

A kézirat részei (**kötelező,** javasolt):

a) **Cím**
b) **Szerző(k), postacímmel** (E-mail cím)
c) **Összefoglalás (magyarul, angolul)**
d) **Bevezetés, előzmények**
e) Módszerek
f) Adatbázis, adatkezelés
g) **A téma kifejtése** — megfelelő alcím alatt
h) Diszkusszió
i) **Következtetések**
j) Köszönetnyilvánítás
k) **Hivatkozott irodalom**
l) Ábrák, táblázatok és fényképtáblák
m) Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok (magyarul és angolul)

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Kérjük, hogy az alcímeknél és bekezdéseknél ne alkalmazzanak automatikus sorszámozást vagy bekezdésjelölést. Harmadrendű alcímnél nem lehet több. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:

RADÓCZ (1974), ill. (RADÓCZ 1974)
GALÁCZ & VÖRÖS (1972), ill. (GALÁCZ & VÖRÖS 1972)
KUBOVICS et al. (1987), ill. (KUBOVICS et al. 1987)
(GALÁCZ & VÖRÖS 1972; RADÓCZ 1974, 1982; KUBOVICS et al. 1987)
(RADÓCZ 1974, p. 15.)

Az irodalomjegyzék tételei az alábbi minta szerint készüljenek:

WIGNALL, P. B. & NEWTON, R. 2001: Black shales on the basin margin: a model based on examples from the Upper Jurassic of the Boulonnais, northern France. — *Sedimentary Geology* **144/3,** 335–356.

A hivatkozásokban, irodalmi tételekben a szerző nevét kis kapitálissal kell írni, a cikkben kerülendő a csupa nagybetű használata.

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép) a tükörméretbe (170×240 mm) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. A fotótábla magassága 230 mm lehet. Az illusztrációs anyagon a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb. A digitális ábrákat, táblákat cdr. kiterjesztéssel, illetve. a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban tudjuk elfogadni. Amennyiben az ábra nem konvertálható cdr formátumba, a fekete és színes vonalas ábrákat 1200 dpi felbontással, tif kiterjesztéssel, a szürkeárnyalatos fényképeket 600, a színes fényképeket 300 dpi felbontással, tif, ill. jpg kiterjesztéssel tudjuk használni. A színes ábrák és képek közlése a szerző kérésére és költségére történik.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési idejét. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezés is feltüntetésre kerül.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő a szerzőnek, több szerző esetén az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106., e-mail: piros.olga@mfgi.hu

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

143/3, 215–226., Budapest, 2013

In memoriam

Dr. BÁRDOSSY György



1925–2013

Mély fájdalommal búcsúzunk BÁRDOSSY György akadémikustól, az Akadémiai Aranyérem birtokosától, a Magyarhoni Földtani Társulat és számos más hazai és külföldi tudományos társaság tiszteleti tagjától. Halálával súlyos, pótolhatatlan veszteség érte az Akadémiát, a Társulatot és az egész magyar földtant.

1925-ben született Szombathelyen, nemesi családban. Életútjának és nagy ívű, eredményekben gazdag tudományos pályafutásának csak néhány fontos állomását és mozzanatát áll módomban fölemlíteni ehelyütt; a részletes ismertetést megteszik a róla megjelent és még megjelenendő emlékező írások.

Nemesi származása és kötődése kettős, mondhatni polarizáló hatással volt sorsára, de a Gondviselésnek köszönhetően, éppen az ellentétes erők tették igazán magas ívűvé az életpályáját. A nemesi mivolt és hagyomány végig kísérte őt a tökéletességre törekvésben, a másik ember megbecsülésében, és mozgató rugója volt annak, hogy hazáját szolgálja, és nemzetét gazdagítsa. Ugyanakkor, élete nagy részét oly korban élte le, amikor — származása miatt — a politikai hatalom kirekesztő, olykor egzisztenciálisan is fenyegető súlya nehezedett rá.

Még húsz éves sem volt, mikor katonaként, szovjet hadifogságba került. Tudjuk, hogy azokból a táborokból a legtöbben rokkant, megtört emberként tértek haza. Ő a több éves fogság alatt nem omlott össze, hanem megtanulta az „ellenséges birodalom” nyelvét. Németül, franciául és angolul már tudott, de az orosz nyelv tudása különleges kincsnek bizonyult a későbbi évtizedekben.

Hazatérése után, 1947-ben felvételt nyert a budapesti egyetem geológus szakára. A hamarosan meginduló politikai tisztogatás elől úgy sikerült megmenekülnie, és az egyetemi tanulmányait végül befejeznie, hogy VADÁSZ Elemér professzor segédgeológusi állást szerzett a tehetséges de „osztályidegen” diák számára a Magyar-Szovjet Bauxit-Alumínium cégnél. Így jutott BÁRDOSSY György a bauxitkutatás közelébe, így lett módja arra, hogy orosz tudását hasznosítsa, és így menekült a magyarországi rendszer politikai üldöztetése elől — fonák módon — a szovjet „védőszárnyak” alá. Pályafutása ezután már nyugodtabb mederben, bár számos állomással tagoltan folytatódott. A bauxitkutató cégnél óriási terepi tapasztalatot szerzett és a főgeológusságig vitte.

1957-ben a Magyar Állami Földtani Intézet üledék-kőzettani laboratóriumának élére került, ahol az akkor legkorszerűbb röntgendiffraktométeres módszereket vezette be és kidolgozta a — hazánkban addig hiányzó — üledék-kőzettani osztályozást és nevezéktant.

A következő állomás, 1963-ban a Magyar Tudományos Akadémia Geokémiai Laboratóriuma volt, ahol a röntgendiffraktométeres módszerek továbbfejlesztése mellett arra is lehetősége adódott, hogy — immár a nemzetközi együtt-

működések szintjén — újra a bauxitok felé fordulhasson. Az Akadémia égisze, és SZÁDECZKY-KARDOSS Elemér támogatása végre megnyitotta BÁRDOSSY György előtt a külföld kapuit. Az Ő javaslatára jött létre az ICSOBA, a bauxitkutatók nemzetközi szervezete, ami a „nyugati" és „keleti" kutatók véleménycseréjének és kölcsönös tanulmányútjainak lehetőségét biztosította az akkori megosztott, hidegháborús világban.

1974-ben visszakerült az alumíniumiparba, az ALUTERV tanácsadója lett, majd 1985-ös nyugdíjba vonulásáig a HUNGALU cég főgeológusa volt.

1974-ben védte meg akadémiai doktori értekezését, melynek kibővített anyaga „Karsztbauxitok" címen az Akadémiai Kiadónál látott napvilágot 1977-ben. Ez a könyv széles körű nemzetközi visszhangot váltott ki: 1981-ben oroszul is megjelent Moszkvában, majd 1982-ben az Elsevier is kiadta angolul. Később, hasonló sikere volt a lateritbauxitokról írott könyvnek is, melyet az Elsevier 1990-es kiadása nyomán kínaiul is kiadtak, Pekingben, 1994-ben.

A világjárás, a tapasztalatszerzés, és a világszerte elért megbecsülés és elismerés esztendei következtek ezután. Európa legfontosabb „bauxitos" országai (Jugoszlávia, Görögország, Olaszország, Franciaország) után a spektrum kiterjedt Közép-Afrikától Vietnamig és Amerikától Ausztráliáig.

A legnagyobb hatású tudományos, és egyben legmélyebb szakmai-emberi kapcsolatai francia geológusokhoz fűződtek; itt Michel DURAND-DELGA és Jean DERCOURT nevét kell megemlítenem, akik a mi Akadémiánknak is tiszteleti tagjai. Bárdossy György vendégprofesszorként a toulousei és a párizsi Sorbonne egyetemeken tartott rendszeres előadásokat, a tekintélyes Francia Földtani Társulat pedig az 1980-as években tagjává, majd alelnökévé választotta.

A hazai elismertség és megbecsülés azonban ekkor még nem volt teljes körű. Fájdalmas volt számára, hogy itthon nem kerülhetett egyetemi katedrára.

Ezzel kapcsolatban fölelevenítem ritka személyes beszélgetéseink egyikét. Az 1980-as évek elején, egy nagyszabású, olasz-amerikai szervezésű konferencián, ahol a karbonát szedimentológia akkori nagyjai mind jelen voltak, a szervezők jóvoltából szobatársak lettünk. Gyurka bátyámat persze a szakmából már régóta ismertem és tiszteltem, de a konferencián tartott előadása, és hozzászólásai, a kristálytiszta beszédmód és rögtönzési képesség egészen felvillanyozott. Este, a szobánkban bátorságot vettem és meg is kérdeztem Tőle: „Gyurka bátyám, miért nem tartasz Te előadásokat az egyetemen?" Kissé zavartan, és kesernyés hangon, nehezen válaszolt: „Ezzel a névvel, ezzel a származással ez nem megy!..." „De hát hol van az már; nincs Rákosi-korszak, sőt a Kádár-rendszer is rég megenyhült" — mondtam, kissé felháborodva. „Nem..., nem bocsátják meg azt olyan könnyen, azok az erők még mindig működnek, legalábbis az egyetemi vonalon." — szólt a rezignált válasz.

És valóban, a rendszerváltozásnak kellett eljönnie ahhoz, hogy BÁRDOSSY György hivatalosan is megkapja a teljes mértékű hazai megbecsülést. Akadémiai levelező tagság 1993-ban, rendes tagság 1998-ban, Széchenyi-díj 1997-ben, és még sorolhatnám. De mindezek mellett, az egyik legnagyobb öröm számára az volt, hogy — amint egy életrajzi írásában áll — „Megszűnt kitiltásom a hazai egyetemi oktatásból." A magam és bizonyára sok kortársam nevében hozzátehetem: kár, hogy túl későn. Egy ilyen kitűnő és nagy tudású előadó egyetemi éveink fénypontja lehetett volna.

BÁRDOSSY György élete utolsó évtizedeiben is csodálatosan aktív maradt. Hazánkban úttörőnek számító geomatematikai működését még sokan fogják méltatni. Részt vett a kormányzat által létrehozott Radioaktív Hulladékokat Kezelő Közhasznú Társaság szakértői bizottságában és a Bátaapáti tároló minősítésében. A világ kőolaj- és földgáz-készleteinek és perspektíváinak kritikai értékelésével is intenzíven foglalkozott.

A talán leginkább csodálatra méltó azonban az, hogy a legutóbbi években szinte ontotta a bauxitos témájú kismonográfiákat. A pályája kezdetén, az iparban, a bauxitkutatásban összegyűlt rengeteg adatot — mielőtt veszendőbe mennének — kívánta megörökíteni az utókor számára, és sikerrel. A könyvek az Akadémia pénzügyi támogatásával és a Magyar Állami Földtani Intézet kiadásában, a legfontosabb bakonyi bauxitterületekről szólnak: Halimba (2009), Szőc (2010), Nyirád (2011). A hattyúdal, melyet Iharkút bauxittelepeiről MINDSZENTY Andrea társszerzővel készített el, a közeli jövőben jelenik meg. Néhány héttel ezelőtti, utolsó telefonbeszélgetésünkkor Gyurka bátyám — az elhatalmasodott súlyos kór fenyegetését világosan látva — azt mondta: „Csak azt szeretném megérni, hogy ezt a kötetet kézbe vehessem..."

Sajnos ezt nem érte meg. De megért egy olyan sikeres életpályát, amely keveseknek adatik meg. És megérte azt, hogy Istenben megnyugodva, szerető, támogató és gondozó feleség mellett hunyhatta le a szemét. Ez pedig nagyon keveseknek adatik meg.

Kedves Gyurka Bátyánk, szeretettel és emlékedet megőrizve, búcsúzunk Tőled. Nyugodj békében!

VÖRÖS Attila

BÁRDOSSY György szakirodalmi munkássága

1953

BÁRDOSSY Gy. & LIESZKOVSZKY Zs. 1953: Adatok a titán geokémiájához. — *Földtani Közlöny* **83/7–9,** 230–242.

1954

BÁRDOSSY, Gy. & LIESZKOVSZKY, Zs. 1954: Contributions to the geochemistry of titanium. — *Acta Geologica Academiae Scientarium Hungaricae* **2/3–4,** 191–203.

BÁRDOSSY Gy. & LIESZKOVSZKY Zs. 1954: Készletszámítások módszertani kérdései. — *Földtani Közlöny* **84/1–2,** 11–120.

BÁRDOSSY Gy. 1954: Melanterit a szőci bauxitban. — *Földtani Közlöny* **84/3,** 217–219.

1955

BÁRDOSSY Gy. 1955: Geofizikai módszerek alkalmazásának földtani lehetőségei a bauxitkutatásban. — In: *Geofizika az ásványi nyersanyagkutatás szolgálatában: Magyar Geofizikusok Egyesülete ankétján elhangzott előadások. —Budapest, 1955. 03. 25–26. Budapest, Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet,* 30–32.

BÁRDOSSY Gy. 1955: Készletszámítások gyakorlati kérdései a bauxitföldtanban. — *Földtani Közlöny* **85/2,** 157–168.

BÁRDOSSY, Gy. 1955: New data on bauxiteoccurrences of the SW Bakony Mountains, Hungary. — *Acta Geologica Academiae Scientarium Hungaricae* **3,** 1–14,

BÁRDOSSY Gy. 1955: Szovjet bauxitkeletkezési elméletek. — *Földtani Közlöny* **85,** 416–419.

BÁRDOSSY Gy. 1957: A Szőc és Nyirád környéki bauxit. — In: BARNABÁS K., BÁRDOSSY Gy., BERTALAN K., CSILLAG P., GŐBEL E., JASKÓ S., SZENTES F. & SZŐTS E. (szerk.): Bauxitföldtani kutatások Magyarországon 1950–54 között. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **46/3,** 433–454.

1957

BÁRDOSSY Gy. 1957: Csigamaradvány a nagykovácsi agyagos bauxitból. — *Földtani Közlöny* **87,** p. 454.

BÁRDOSSY, Gy. 1957: Geologija bokszitovüch mesztorozsgyenyij Vengrii. — *Izvestiya Akademii Nauk Sssr Seriya Geologiceskaja,* 3–18.

BÁRDOSSY Gy. 1957: Statisztikai módszerek alkalmazása a földtanban. — *Földtani Közlöny* **87,** 325–342.

BARNABÁS K., BÁRDOSSY Gy., BERTALAN K., CSILLAG P., GŐBEL E., JASKÓ S., SZENTES F. & SZŐTS E. (szerk.) 1957: Bauxitföldtani kutatások Magyarországon 1950–54 között. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **46/3,** 385–558.

BÁRDOSSY Gy. 1957: A Szőc és Nyirád környéki bauxit. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **46/3,** 433–454.

1958

BÁRDOSSY, Gy. 1958: The geochemistry of Hungarian bauxites Part I. — *Acta Geologica Academiae Scientarium Hungaricae* **5,** 103–155.

BÁRDOSSY, Gy. 1958: The geochemistry of Hungarian bauxites Part II. — *Acta Geologica Academiae Scientarium Hungaricae* **5,** 255–286.

1959

BÁRDOSSY Gy. 1959: Adatok a cserszegtomaji kaolinos agyag ismeretéhez. — *Földtani Közlöny* **89,** 374–380.

BÁRDOSSY, Gy. 1959: The geochemistry of Hungarian bauxites. Part III–IV. — *Acta Geologica Academiae Scientarium Hungaricae* **6,** 1–53.

BÁRDOSSY Gy. & BOD M. 1959: Új módszer az üledékes kőzetek redox viszonyainak meghatározására. — *Geofizikai Közlemények — Geophysical Transactions* **8,** 53–72.

1960

BÁRDOSSY, Gy. & BOD, M. 1960: Novüj metod izmerenyij okiszlityelno- vossztanovityeljnüch szvojszt oszadocsnüch porod. — *Geokhimiya* **3,** 247–250.

1961

BÁRDOSSY Gy. 1961: *A magyar bauxit geokémiai vizsgálata.* — MÁFI, Budapest, 231 p.

BÁRDOSSY Gy. & BOD M. 1961: Oxidáció és redukció szerepe a földtanban. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1957–58. évről,* 279–302.

BÁRDOSSY Gy. 1961: Jelentés az üledékes kőzettani laboratórium 1957–58 évi munkájáról. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1957–58. évről,* 557–564.

BÁRDOSSY Gy. 1961: A magyar bauxit összetételének és keletkezésének kérdései. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1957–58. évről,* 815–823.

BÁRDOSSY Gy. 1961: Adatok a cserszegtomaji kaolinites tüzálló agyag telepek ismeretéhez. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1957–58. évről,* 825–845.

BÁRDOSSY, Gy. & BOD, M. 1961: A new method to characterize the state of oxydation of rocks. — *Acta Geologica Academiae Scientarium Hungaricae* **7,** 29–35.

BÁRDOSSY Gy. 1961: Üledékes kőzeteink nevezéktanának kérdései. — *Földtani Közlöny* **91,** 44–64.

BÁRDOSSY Gy. 1961: Kovásodott fatörzsek röntgendiffraktométeres vizsgálata. — *Földtani Közlöny* **91,** 442–444.

BÁRDOSSY, Gy. 1961: Mineralogisch-petrographische Untersuchung einiger Bauxite aus den nieder-österreichischen Kalkalpen. — *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* **104,** 405–414.

BÁRDOSSY Gy. 1961: Sümeg környéki bauxit. — *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat* **94/7,** 457–463.

1962

BÁRDOSSY Gy. 1962: Ásványi elegyrészek meghatározása vékonycsiszolatban röntgendiffraktométerrel. — *Földtani Közlöny* **92,** 319–323.

BÁRDOSSY, Gy. 1962: Sur la composition et la genese des bauxites de la Hongrie. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **49/4,** 1017–1028.

BÁRDOSSY, Gy. 1962: Contributions to the knowledge of the kaolinitic refractory clay deposits of Cserszegtomaj. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **49/4,** 1029–1052.

BÁRDOSSY Gy. 1962: Jelentés az üledékkőzettani laboratórium 1959. évi munkájáról. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1959. évről,* 497–500.

BÁRDOSSY, Gy. 1962: Petrographische und geochemische Auswertung von Tiefbohrungen. — *Freiberger Forschungshefte. Reihe C, Geowissenschaften, Palaontologie* **123,** 141–149.

BÁRDOSSY, Gy. 1962: The relation of the kaolinitic clay deposits of the Bakony Mountains to the deposits of bauxite. — *Acta Geologica Academiae Scientarium Hungaricae* **6/3–4,** 333–340.

1963

BÁRDOSSY Gy. & HAJÓS M. 1963: A Szurdokpüspöki diatómás rétegösszletek üledékföldtani és geokémiai jellemzése. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1960. évről,* 121–146.

BÁRDOSSY Gy. 1963: Jelentés az üledékkőzettani laboratórium 1960 évi munkájáról. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1960. évről,* 395–401.

BÁRDOSSY, Gy. 1963: Application des rayons X a l'examen minéralogique des plaques minces. — *Comptes Rendus Geoscience* **256,** 2437–2438.

BÁRDOSSY, Gy., MONOD, TH. & POMEROL, CH. 1963: Découverte d'analcimolites d'origine endogene dans les "Richats", Adrar Mauritanien. — *Comptes Rendus de l Academie des Sciences serie II fascicule A-Sciences de la Terre et des Planetes* **256,** 3934–3936.

1964

BÁRDOSSY Gy. 1964: *A kőzetek korszerű anyagvizsgálati módszerei.* — Mérnöktovábbképző Intézet, Budapest, 46 p.

BÁRDOSSY Gy. & NOSKENÉ FAZEKAS G. 1964: A Pécs környéki alsó liász kőszénösszlet alapszelvényeinek üledékkőzettani vizsgálata. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1961. évről,* 41–59.

BÁRDOSSY Gy. 1964: A pécsi kőszén röntgendiffraktométeres vizsgálata. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1961. évről,* 81–95.

BÁRDOSSY Gy. A röntgenvizsgálatok földtani alkalmazásának módszerei. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1961. évről,* 591–616.

BÁRDOSSY, Gy. 1964: Die Entwicklung der Bauxitgeologie seit 1950. — *In: Symposium sur les bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium. Zágráb, Horvátország, 1963. 10. 01–03.,* 31–50.

BÁRDOSSY, Gy. & LANGIER-KUZNIAROVA, A. 1964: Petrographic study of the Silurian sediments of northeastern Poland. — In: *International Geological Congress New-Delhi: Proceedings of the 15th Section. Konferencia New Delhi, India, 1964,* 96–112.

1965

BÁRDOSSY, Gy. 1965: Bibliographie des travaux concernant les bauxites. —*Travaux ICSOBA* **1,** 49–68.

BÁRDOSSY, Gy. 1965: Détermination des composants amorphes dans les roches par les méthodes diffractométriques. — *Comptes Rendus de l Academie des Sciences serie II fascicule A-Sciences de la Terre et des Planetes* 260, 6637–6640.

BÁRDOSSY, Gy. 1965: Erfahrungen in der quantitativen röntgenographischen Phasenanalyse der Gesteine. — *Jahresbericht der Bergakademie Freiberg* **17/2,** 65–70.

BÁRDOSSY, Gy., KONDA, J., RAPPNÉ SÍK, ST. & TOLNAY, V. 1965: Kristobalit v bat-kelovejskikh radioljaritakh gor Bakony. — *Problemy Geokhimii,* 521–536.

1966

BÁRDOSSY Gy. 1966: A bauxit ásványos összetételének röntgendiffrakciós vizsgálata. — *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat* **99/8,** 355–363.

BÁRDOSSY, Gy. 1966: Bibliographie concernant les bauxites (1950. I. 1. – 1964. XII. 30.). — *Travaux ICSOBA* **4,** 1–51.

BÁRDOSSY, Gy. & CSAJÁGHY, G. 1966: Geochemical data on the Mesozoic of Hungary. — *Acta Geologica Academiae Scientarium Hungaricae* **10,** 117–131.

BÁRDOSSY, Gy. 1966: Les minéraux hydrosilicatés (argileux, de la bauxite. — *Acta Geologica Academiae Scientarium Hungaricae* **10,** 233–248.

1967

BÁRDOSSY Gy. 1967: A bauxitföldtan jelenlegi állása a nemzetközi irodalom tükrében. — *MTA X. Osztály Közleményei* **1,** 97–117.

BÁRDOSSY Gy. & BALKAY B. 1967: Lateritesedési részfolyamat vizsgálatok guineai lateriteken. — *Földtani Közlöny* **97/1,** 91–110.

BÁRDOSSY Gy. 1967: Görögország bauxittelepei. — *Földtani Kutatás* **10/4,** 52–63.

BÁRDOSSY, Gy. 1967: Metod kolicsesztvennovo minyeralogicseszkovo analiza bokszitov i lateritov sz pomoscsju rentgenovszkovo diffraktometra. — *Litologia i Poleznye Iskopaemye* **6,** 125–139.

BÁRDOSSY, Gy. 1967: O tyeoriji proiszhozsgyenyija terra-rossa i raszprosztranyenyija bokszitov na tyerritoriji Vosztocsnüch Alp i Karpat. — *Kora Vyvetrivanija* **10,** 100–109.

BÁRDOSSY, Gy. & MACK, E. 1967: Zur Kenntnis der Bauxite des Parnass-Kiona Gebirges. — *Mineralium Deposita* **2,** 334–348.

1968

BÁRDOSSY Gy. 1968: Törökország bauxittelepei. — *Földtani Kutatás* **11/1,** 47–51.

BÁRDOSSY Gy. 1968: Az Eplény környéki bauxit. — *Földtani Közlöny* **98/3–4,** 408–426.

BÁRDOSSY, Gy. & SAJGÓ, Cs. 1968: Aluminit in den Bauxitlagerstatten von Szőc, Ungarn. — *Acta Geologica Academiae Scientarium Hungaricae* **12,** 3–10.

SZÁDECZKY-KARDOSS, E., BÁRDOSSY, Gy., FÜST, I., PESTY, L., KLIBURSZKY, B., TOMOR, E. & TOMSCHEY, O. 1968: On the montmorillonite facies. — *Acta Geologica Academiae Scientarium Hungaricae* **12,** 61–65.

1969

BÁRDOSSY Gy. 1969: Üledékföldtani, kőzettani és bauxitföldtani laboratóriumi anyagvizsgálati módszerek újabb eredményei a Szovjetunióban.— *MTA X. Osztály Közleményei* **2,** 303–310.

GRASSELLY, Gy., SZABÓ, Z., BÁRDOSSY, Gy. & CSEH-NÉMETH, J. 1969: Data on the geology and minerology of the Eplény manganese ore deposit. — *Acta Mineralogica Petrographica* **19/1,** 15–43.

1970

BÁRDOSSY Gy. & PANTÓ Gy. 1970: Bauxitok vizsgálata elektronmikroszondával. — *Bányászati és Kohászati Lapok,-Bányászat* **103,** 825–837.

BÁRDOSSY, Gy. 1970: Comparaison des bauxites de karst. — In: BÁRDOSSY Gy. (szerk.): *Conference on bauxite Geology. Budapest, 1969. 09. 04 – 1969. 09. 08. — Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **54/3,** 51–65.

BÁRDOSSY, Gy (szerk.): Conference on bauxite Geology. Budapest, 1969. 09. 04 – 1969. 09. 08. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **54/3,** 484 p.

BÁRDOSSY, Gy., PANTÓ, GY., SAJGÓ, CS. & MESKÓ, L. 1970: Le metamorphisme de contact de la bauxite a Bedarieux et quelques aspects generaux du metamorphisme des bauxites. — *Bulletin de la Societe Geologique de France* **7,** 856–869.

BÁRDOSSY, Gy. 1970: Possibilities of the joint application of X-ray diffractometer and derivatograph to the quantitative phase analysis of bauxites and similar rocks. — *Acta Chimica Academiae Scientarium Hungaricae* **63/3,** 267–277.

BÁRDOSSY, Gy., MESKÓ, L., PÓKA, T., SAJGÓ, CS. & TOMSCHEY, O. 1970: Sedimentpetrografische Untersuchung der Tertiaren Gesteine des Algyőer Gebiestes (Südostungarn). — *Acta Geologica Hungarica* **14,** 251–269.

BÁRDOSSY, Gy. 1970: Bauxite deposits in Hungary. — In: *Bauxite-alumina-aluminium: Proceedings of the second international symposium of the International Committee for Studies of Bauxites, Oxides and Hydroxides of Aluminium (ICSOBA, Budapest October 6–10, 1969),* 9–20.

1971

BÁRDOSSY, Gy. & PANTÓ, Gy. 1971: Investigation of bauxites with the help of electron-probe. — *Tschermarks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **15,** 165–184.

BÁRDOSSY, Gy. 1971: Bibliographie des travaux concernant les bauxites (1965–68). —*Travaux ICSOBA* **8,** 1–34.

1972

BÁRDOSSY, Gy. & PANTÓ, Gy. 1972: On the pyrite types in bauxites. — *Acta Geologica Academiae Scientarium Hungaricae* **16,** 3–11.

SOLYMÁR, K, BÁRDOSSY, Gy. & JÓNÁS, K. 1972: Cr-containing boehmite and Al containing Cr mineral in a bauxite sample from Severoonezhsk. — *Acta Geologica Academiae Scientarium Hungaricae* **16,** 83–89.

BÁRDOSSY Gy. 1972: Szádeczky-Kardoss Elemér akadémikus 70 éves. — *Földtani Közlöny* **102/2,** 141–142.

1973

BÁRDOSSY, Gy. 1973: Bauxite formation and plate tectonics. — *Acta Geologica Academiae Scientarium Hungaricae* **17,** 141–154.

BÁRDOSSY Gy. 1973: Bauxitképződés és lemeztektonika. — *MTA X. Osztály Közleményei* **6/1–4,** 227–240.

BÁRDOSSY, Gy. 1973: The complex methods developed in Hungary for the mineralogical petrological and geochemical evaluation of bauxites. — In: *Proceedings of the 2nd Conference of VAMI and FKI experts, Leningrad, 1972.* 27–42.

BÁRDOSSY, Gy., SOLYMÁR, K. & JÓNÁS, K. 1973: Chromium containing boehmite and aluminium containing chromium mineral in a bauxite sample from Severoonyezsszk. — In: *Proceedings of the 2nd Conference of VAMI and FKI experts, Leningrad in 1972.* 155–160.

Bárdossy, Gy. 1973: Évaluation quantitative des bauxites de karst. — In: *ICSOBA Troisieme Congres International, Nice, Franciaország, 1973.* 17–24.
Bárdossy, Gy. & Pantó, Gy. 1973: Trace mineral and element investigation in bauxites by electron-probe. — In*: ICSOBA Troisieme Congres International, Nice, 1973,* 47–53.
Bárdossy, Gy. & Balkay, B. 1973: Isszledovanyija processzov lateritizacii (po Gvinyejszkim lateritam,. — *Kora Vyvetrivanija* **16,** 3–14.
Bárdossy, Gy. & Balkay, B. 1973: *Lateritisation in Guinea.* — ALUTERV Technical Papers. Budapest, 1–30.
Bárdossy, Gy. 1973: Le role des hydromicas dans les bauxites, les latérites et les terra-rossa. —*IXth Congress of the Carpatho–Balcan Geological Association, Budapest, 1973,* Vol. **4.,** 313–318.
Bárdossy, Gy. 1973: *Principles of Geology.* — International Postgraduate Course on the principles and methods of engineering geology. UNESCO, Budapest, 160 p.
Bárdossy, Gy. 1973: Review of the discussion on terminologic problems. — *Travaux ICSOBA* **9,** 95–97.
Bárdossy, Gy. & Nicolas, J. 1973: Proposition pour une terminologie des bauxites. — *Travaux ICSOBA* **9,** 99–104.
Bárdossy, Gy., Pantó, Gy. & Papastamatiou, J. 1973: Étude minéralogique, pétrographique et géochimique des bauxites du Malm inférieur dans la région de Distomon, Grece.— *Travaux ICSOBA* **9,** 143–149.
Bárdossy, Gy., Vassel, R. & Árkossy, K. 1973: Quantitative phase analysis and texture of typical Hungarian and Soviet bauxite samples. — In: *Proceedings of the 2nd Conference of VAMI and FKI experts, Leningrad, 1972.* 43–142.

1975

Bardossy, G., Imre, A., Solymar, K. & Jonas, K. 1975: Interrelation of Bauxite Texture, Micromorphology and Mineral Heteromorphism. — *Journal of the Minerals Metals & Materials Society* **27/12,** p. A18.

1976

Bárdossy Gy. 1976: *Általános földtan.* — UNESCO Nemzetközi továbbképző tanfolyam a mérnökgeológia alapjairól. Budapest, 199 p.
Bárdossy, Gy. & Boni, M. 1976: Die Bauxirlagerstatten in Süditalien. — *Erzmetall* **29/9,** 411–415.
Bárdossy, Gy. 1976: Die Tonminerale der Bauxitlagerstatten. — *Schriftenreihe der Geologischen Wissenschaften Berlin,* **5,** 9–18.
Bárdossy Gy. & Tóth P. 1976: Gyenge minőségű bauxitok ipari értékelése és a komplex hasznosítás lehetőségei. — In: Örsi A. (szerk.): *50 éves Fejér megye bauxitbányászata: 1926–1976.* — Fejér Megyei Bauxitbányák, Kincsesbánya, 16–20.
Bárdossy, Gy., Jónás, K, Imre, A. & Solymár, K. 1976: Interrelation of bauxite texture, micro-morphology, mineral individualism and heteromorphism. — In: *Proceedings of the symposium held at the 105th AIME Annual Meeting, Las Vegas, Nevada, February 22–26, 1976,* Vol. **3.,** Light metals, 76–85.
Bárdossy Gy., Pantó, Gy. & Várhegyi, Gy. 1976: Rare metals of Hungarian bauxites and conditions of their utilisation. — *Travaux ICSOBA* **13,** 221–231.
Bárdossy, Gy. 1976: *50 éves Fejér megye bauxitbányászata.* — A Fejér megyei bauxitbányák kiadványa, Budapest. 16–20.

1977

Bárdossy, Gy., Jónás, K, Imre, A. & Solymár, K. 1977: Interrelations of Bauxite Texture, Micromorphology, Mineral Individualism, and Heteromorphism. — *Economic Geology* **72/4,** 573–581.
Bárdossy, Gy., Boni, M., Dall' Aglio, M., D'Argenio, B. & Pantó, Gy. 1977*: Bauxites of peninsular Italy, composition, origin and geotectonic significance.* — In: Monograph series on mineral deposits; 15. — Gebrüder Borntraeger, Berlin, 61 p.
Bárdossy Gy. & Tóth P. 1977: Gyenge minőségű bauxitok ipari értékelése és a komplex hasznosítás lehetőségei. — *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat* **110/8,** 529–533.
Bárdossy Gy. 1977: *Karsztbauxitok: Bauxittelepek karbonátos kőzeteken.* —Akadémiai Kiadó, Budapest, 413 p.
Bárdossy, Gy. & Fontboté, J. M. 1977: Observations on the age and origin of the reported bauxite at Portilla de Luna, Spain. — *Economic Geology* **72,** 1355–1358.
Bárdossy, Gy., Várhegyi, Gy. & Pantó, Gy. 1977: Redkije elementy v vengerskikh boksitakh i vozmozhnosti ikh izvlechenyja. — *Geologija Rudnykh Mestorozhdenij* **3,** 72–81.

1978

Bardossy, G. & Brindley, G. W. 1978: Rancieite Associated with a Karstic Bauxite Deposit. — *American Mineralogist* **63/7–8,** 762–767.
Bardossy, G., Csanady, A. & Csordas-Toth, A. 1978: Scanning Electron-microscope Study of Bauxites of Different Ages and Origins. — *Clays and Clay Minerals* **26/4,** 245–262.

1979

Bardossy, G. & White, J. L. 1979: Carbonate Inhibits the Crystallization of Aluminum Hydroxide in Bauxite. —*Science* **203/4378,** 355–356.
Bardossy, G., Molnarperl, I. & Feher, I. 1979: New Processes For Analysis of Bauxite-organics. — *Journal of Metals* **31/12,** p. 65.
Bárdossy Gy., Dózsa L.-né, Gecse É., Kenyeres J.-né & Siklósi L.-né 1979: Bassanit és metabasaluminit a magyarországi bauxitban. — *Földtani Közlöny* **109/1,** 111–119.
Bárdossy, Gy. 1979: Growing significance of bauxites. — *Episodes* **2,** 22–25.
Bárdossy, Gy., Jónás K. & Imre A. 1979: Interrelation of bauxite texture micromorphology, mineral individualism and heteromorphism. — In: *Characterisation and prospecting of bauxites.* —ALUTERV-FKI Print, Budapest, 59–71.

BÁRDOSSY Gy., BOTTYÁN L., GADÓ P., GRIGER Á., & SASVÁRI J. 1979: Sokösszetevős kristályos porkeverékek diffraktometriára alapozott mennyiségi fázisanalizise. — *Bányászati és Kohászati Lapok, Kohászat* **112/3,** 130–137.

BÁRDOSSY, Gy. 1979: The role of tectonism in the formation of bauxite deposits. — *Travaux ICSOBA* **15,** 15–34.

1980

BARDOSSY, G., BOTTYAN, L., GADO, P., GRIGER, A. & SASVARI, J. 1980: Automated Quantitative Phase-analysis of Bauxites. — *American Mineralogist* **65/1–2,** 135–141.

FODOR, B., LENGYEL, V.-NÉ, LADOS, B. & BÁRDOSSY, Gy. 1980: Computer-aided information system of mineral resource in the Hungarian Aluminium Corporation. — *17th International Symposium on the application of computers and mathematics in the mineral industries: APCOM. Moszkva, 1980. 10. 20 – 1980. 10. 25.*, Vol. **2,** 271–279.

BÁRDOSSY, Gy. & PAPASTAWROU, S. E. 1978: Stratigraphisch- mineralogische Untersuchung der Bauxite von Katsika, Halbinsel Chalkidike, Griechenland. — *4th International Congress of ICSOBA. Athen, 1978. 10. 09 – 1978. 10. 12.*, **4.,** 2–38.

1981

BÁRDOSSY Gy. 1981: A bauxitkutatás eredményei az V. ötéves tervben és feladatai a VI. ötéves terv folyamán. — *Földtani Kutatás* **24/3,** 5–9.

BÁRDOSSY, Gy., LENGYEL, V.-NÉ, FODOR, B., RAPP, F. & BÁRDOSSY, A. 1981: Application of mathematical and geostatistical methods in Hungarian bauxite prospecting and mining. — In: *Mathematical Methods in Geology. Mining Pribram Symposium Proceedings. Pribram, 1981. 10. 12 – 1981. 10. 16.*, 118–141.

BÁRDOSSY Gy. 1981: Bauxitgazdálkodásunk kérdései. — *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat* **114/1,** 612–620.

BÁRDOSSY Gy. 1981: Bauxitgazdálkodásunk kérdései. — *Magyar Tudományos Akadémia Veszprémi Akadémiai Bizottságának Értesítője* **3,** 235–266.

BÁRDOSSY, Gy. & ZNAMENSKA, O. P. 1981: *Karstovyje boksity. — Nauki o zemle. Fundamental'nyje trudy zarubežnych učenych po geologii, geofizike i geochimii.* — Mir, Moszkva, 454 p.

BÁRDOSSY, Gy. 1981: Les bauxites européennes, leur géologie, prospection et valorisation économique. — *Cronique de la Recherche Miniere* **459,** 5–21.

BÁRDOSSY, Gy. 1981: Paleoenvironments of laterites and lateritic bauxites. Effect of global tectonism on bauxite formation. — In: *"Lateritisation Processes": Proceedings of the International Seminar on Lateritisation Processes Trivandrum. New-Delhi, Bombay, Calcutta, 1979. 12. 11. — 1979. 12. 14.*, Balkema Publishers, 287–294.

1982

BÁRDOSSY Gy. 1982: Észrevételek a magyarországi bauxit elterjedésének és teljes megkutatásának kérdéseihez. — *Földtani Kutatás* **25/2,** 49–54.

BÁRDOSSY, Gy. 1982: *Karst Bauxites. Bauxite Deposits on Carbonate Rocks.* — Development in Economic Geology; 14. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam; Oxford; New York, 441 p.

BÁRDOSSY, Gy. & SZABÓ, E. 1982: Quantification of depositional features of lateritic bauxite deposits. — *Records of the Geological Survey of India* **114/5,** 5–9.

1983

BÁRDOSSY Gy., PATAKI A. & NÁNDORI Gy. 1983: Bauxitföldtani térképsorozat kidolgozása és gyakorlati alkalmazása az iharkúti külfejtéses bauxitbányászatban.— *Földtani Kutatás* **26/1,** 3–10.

BÁRDOSSY, Gy. 1982: A comparison of the main lateritic bauxite regions of our globe. — In: *Lateritisation processes: Proceedings of the II. International Seminar on Lateritisation Processes held in São Paulo, Brazil, July 4–12*, 15–52.

1984

BARDOSSY, A. & BARDOSSY, G. 1984: Comparison of Geostatistical Calculations with The Results of Open-pit Mining At the Iharkut Bauxite District, Hungary — A Case-study. — *Journal of the International Association for Mathematical Geology* **16/2,** 173–191.

BÁRDOSSY Gy. 1984: Bauxitkutatás és bauxitföldtan. In: VÁRHEGYI Gy. (szerk.): A *magyar aluminium 50 éve.* — Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 89–105.

BÁRDOSSY, Gy. 1984: European bauxite deposits. — In: LEONARD, J. (ed.): *Bauxite: Proceedings of the 1984 Bauxite Symposium, Los Angeles, California, February 27 – March 1, 1984,* 411–435.

BÁRDOSSY Gy., FODOR B., LENGYEL V.-NÉ & BÁRDOSSY A. 1984: Tapasztalatok számítástechnikai és geostatisztikai módszerek alkalmazására a magyar bauxitkutatásban és bányászatban.— *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat* **118/5,** 305–311.

BÁRDOSSY, Gy., SZANTNER, F., SZABÓ, E. & HEGEDÜSNÉ KONC, M. 1984: The main types of bauxite deposits in Hungary. — In: *27. Nemzetközi Geológiai Kongresszus. Budapest, 1984, C.12. Szekció előadásai,* 95–106.

1985

BÁRDOSSY Gy. 1985: A magyar bauxit és ásványai. — In: KOCH S. & MEZŐSI J. (szerk.): *Magyarország ásványai.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 384–409.

BÁRDOSSY, Gy., FODOR, B., LENGYEL, V.-NÉ & BÁRDOSSY, A. 1985: Anwendung geostatistischer Methoden in der ungarischen Bauxitprospection und ihr Einfluss auf den Bauxitbergbau. — *Erzmetall* **38/1,** 18–22.

BÁRDOSSY Gy., FODOR B.,LENGYEL V.-NÉ & BÁRDOSSY A. 1985: Tapasztalatok számítástechnikai és geostatisztikai módszerek alkalmazására a magyar bauxitkutatásban és bányászatban. — *Bányászati és Kohászati Lapok. Bányászat* **118/ 5,** 305–311.

BÁRDOSSY, Gy., CSORDÁS-TÓTH, A. & KLUG, A. 1985: Scanning electron microscopic and X-ray powder diffraction study of manganiferous bauxite, Kincsesbánya, Hungary. — *Clays and Clay Minerals* **33/6,** 532–538.

FODOR, B., LENGYEL, V.-NÉ, RAPP, F., BÁRDOSSY, Gy. & BÁRDOSSY, A. 1985: Application of geostatistical methods in Hungarian bauxite mining and mining geology. — *Travaux ICSOBA* **14–15,** 167–179.

VIZY B., BÁRDOSSY Gy., SZANTNER F. & BARTÓK A. 1985: A bauxit kutatás helyzete és feladatai. — *Földtani Kutatás* **28/4,** 3–11.

BÁRDOSSY Gy. & FODOR B. 1985: A kutatási fázisok, ismeretességi kategóriák kérdései a bauxitkutatásban. — *Földtani Kutatás* **28/4,** 21–23.

LENGYEL V.-NÉ, FODOR B., BÁRDOSSY Gy. & RAPP F. 1985: A Magyar Aluminiumipari Tröszt számítógépes ásványi nyersanyag információs rendszere. — *Földtani Kutatás* **28/4,** 49–53.

1986

BÁRDOSSY, Gy. & SZABÓ, E. 1986: Lateritic bauxites. — *Memoirs of the Gelological Survey of India* **120,** 41–50.

D'ARGENIO, B., MINDSZENTY, A., BÁRDOSSY, Gy., JUHÁSZ, E. & BONI, M. 1986: Bauxites of Southern Italy revisited. — *Rendiconti della Societa Geologica Italiana* **9/2,** 263–268.

1987

BÁRDOSSY, Gy., BÁRDOSSY, A., FODOR, B., LENGYEL, V.-NÉ & RAPP, F. 1987: L'utilisation des méthodesstatistiques et géostatistiques pour l'étude des bauxites de la Hongrie. — *Sciences de la Terre Informatique Geologique* **26,** 23–41.

1988

BÁRDOSSY, Gy. 1988: Geostatistics in Hungary. — *De Geostatisticis* **3,** 15–16.

TARDY, Y., BARDOSSY, G. & NAHON, D. 1988: Activity of Water Fluctuations and Hydrated or Dehydrated Mineral Successions Within Bauxitic and Ferruginous Lateritic Profiles. — *Comptes Rendus de l Academie des Sciences serie II fascicule B-Mecanique* PH **307/7,** 753–759.

1989

BÁRDOSSY, A. & BÁRDOSSY, Gy. & BOGÁRDI, I. 1989: Application of geological information to kriging. — In: ARMSTRONG, M. (ed.): Geostatistics: *Proceedings of the third international geostatistics congress, September 5–9, 1988. Avignon,* Kluwer Academic Publishers, Amsterdam, 591–602.

BÁRDOSSY, Gy. 1989: A review of worldvide bauxite reserves, their mining and economic importance. — *Erzmetall* **42/4,** 172–177.

BÁRDOSSY Gy. 1989: A világ bauxitvagyonának és a magyar bauxitvagyon megitélésének alakulása napjainkig. — *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat* **122/1,** 6–12.

BÁRDOSSY, Gy. 1989: Bauxites. — In: BOSÁK P (ed.): *Paleokarst a systematic and regional review. Developments in earth surface processes; 1.* Academia Prague, Praha, 399–418.

BÁRDOSSY, Gy., FUCHS, Y. & GLAZEK, J. 1989: Iron ore deposits in paleokarst. — In: BOSÁK P. (ed.): *Paleokarst a systematic and regional review. Developments in earth surface processes; 1.* Academia Prague, Praha, 419–429.

BÁRDOSSY Gy. & FODOR B. 1989: Ismeretességi kategóriák. — *Földtani Kutatás* **32/4,** 99–103.

BÁRDOSSY Gy. 1989: Lateritic bauxite deposits. A world-wide survey of observed facts. — *Travaux ICSOBA* **19/22,** 11–18.

BÁRDOSSY, Gy. & ALEVA, G. J. J. 1989: The Amazon Basin. — *Travaux ICSOBA* **19/22,** 455–458.

BÁRDOSSY, Gy. & KORDOS, L. 1989: Paleokarst in Hungary. — In: BOSÁK P. (ed.): *Paleokarst a systematic and regional review. Developments in earth surface processes; 1.* Academia Prague, Praha, 137–153.

BÁRDOSSY Gy., FALLER G., FODOR B, GAGYI PÁLFFY A., GÁL I., KOVÁCS F., MIHÁLYFI GY., SZÉLES L., TÓTH J. & TÓTH M. 1989: Szénbányászatunk természeti adottságai, gazdaságossága I. — *Gazdaság és Energia* **4,** 6–11.

1990

BARDOSSY, G. & DERCOURT, J. 1990: Paleogeographic Setting and Origin of Mediterranean, Near-east and Middle-east Tethyan Bauxites. — *Bulletin de la Societe Geologique de France* **6/6,** 869–888.

BÁRDOSSY Gy. 1990: A hazai ásványi nyersanyagkutatás és értékelés korszerűsítésének kérdései. — *Földtani Kutatás* **33/1–2,** 5–11.

BÁRDOSSY, Gy. & ALEVA, G. J. J. 1990: *Lateritic bauxites.* — In: Developments in Economic Geology; 27., Amsterdam; Oxford; New York; Tokyo: Akadémiai Kiadó – Elsevier Science Publishers, 624 p.

1991

HAAS, J., BÁRDOSSY, Gy. & MINDSZENTY, A. 1991: Tethyan Bauxites —The state of the Art. — *Acta Geologica Hungarica* **34/3,** 161–162.

BÁRDOSSY, Gy. & JUHÁSZ, E. 1991: Application of sedimentological methods to karst bauxites evaluation: the Halimba–Szőc area, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **34/3,** 241–252.

FODOR B., BÁRDOSSY Gy., GONDOZÓ Gy., MIHÁLYFI Gy. & RAPP F. 1991: Márkushegy III. bányaüzem beruházási kockázat számítása. Esettanulmány. — *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat* **124/3–4,** 154–161.

1992

BÁRDOSSY Gy. 1992: Matematikai módszerek és számítógépek alkalmazása a tudományos és az ipari bauxitkutatásban: The use of geomathematics and computerizationin scientific bauxite research and bauxite exploration. — *Aluminium és Színesfémek* **25/2,** 44–53.

BÁRDOSSY Gy. & BOURKE, D. J. 1992: A világ bauxitelőfordulásainak összehasonlító értékelése új timföldgyárak létesítése szempontjából. — *Bányászati és Kohászati Lapok, Kohászat* **126/10–11**, 387–394.

1993

BÁRDOSSY, Gy. & BOURKE, D. J. 1993: An assessment of world bauxite deposits as sources for greenfield alumina plant developments. — *Aluminium* **69/10,** 888–894.

1994

BÁRDOSSY, Gy. 1994: Carboniferous to Jurassic bauxite deposits as paleoclimatic and paleogeographi indicators. — In: EMBRY, A. F., BEAUCHAMP, B. & GLASS, D. J. (eds): *Pangea: Global environments and resources: Pangea conference. Memoir Canadian Society of Petroleum Geologists, 17., Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary,* 283–293.

BÁRDOSSY, Gy. & ALEVA, G. J. J. 1994: *Lateritic Bauxites.* — Beijing: Liaoning Science and Technology Publishing House, 541 p.

COMBES, P. J. & BARDOSSY, G. 1994: Typologie et controle géodinamique des bauxites thétysiennes. — *Comptes Rendus de l Academie des Sciences serie II fascicule A-Sciences de la Terre et des Planetes* **318/3,** 359–366.

1995

BÁRDOSSY Gy. 1995: A radioaktív hulladék elhelyezésének kérdései Magyarországon. — *Magyar Tudomány* **8,** 935–942.

BÁRDOSSY Gy. 1995: A radioaktív hulladékok elhelyezésének földtani és bányászati kérdései Magyarországon. — *Bányászati és Kohászati Lapok, Kohászat* **128,** 194–200.

BÁRDOSSY, Gy. 1995: The use of geomathematics and computerisation in scientific bauxite research and bauxite exploration. — *Travaux ICSOBA* **22/24,** 15–26.

BÁRDOSSY Gy. (szerk.) 1995: *A IV. Geomatematikai Ankét előadásaiból. Szeged 1994.* — Mol Rt. Budapest.

BÁRDOSSY Gy. & Ó KOVÁCS L. 1995: A Kislőd Öreghegyi bauxitelőfordulás geokémiai vizsgálata geomatematikai módszerekkel. — In: BÁRDOSSY Gy. (szerk.): *A IV. Geomatematikai Ankét előadásaiból: Szeged 1994.* — Mol Rt. Budapest. 2–12.

BÁRDOSSY, Gy. & Ó. KOVÁCS, L. 1995: A multivariate statistical and geostatistical study on the geochemistry of allochtonous karst bauxite deposits in Hungary. — *Nonrenewable Resources* **4/2,** 138–153.

COMBES, P. J. & BARDOSSY, G. 1995: Controlling Influence of Bauxites and Laterites on the Earths Atmosphere. — *Comptes Rendus de l Academie des Sciences serie II fascicule B-Mecanique PH* **320/2,** 109–116.

1996

BÁRDOSSY, Gy. & FRIGYESI, F. 1996: Hungarian approach for the final disposal of high level radioactive waste. —In: *TOPSEAL '96: International TOPical Meeting Demonstrating the Practical Achievements of Nuclear Waste Management and Disposal. Stockholm, Svédország, 1996. 06. 09 – 1996. 06. 12.,* **2.,** 164–167.

BÁRDOSSY Gy. 1996: Radioaktív hulladékok elhelyezése, környezetvédelem és energiaellátás. — *Természet Világa* **127/7,** 290–294.

BÁRDOSSY Gy. 1996: Paleoklimatológia és őséghajlat-jelző földtani képződmények. — *Magyar Tudomány* **41/4,** 472–480.

COMBES, P. J. & BÁRDOSSY, Gy. 1996: Geodynamics of bauxites in the tethyanrealm. — In: NAIRM, A. E. (ed.): *The Ocean Basins and Margins. Vol. 8., The Tethys Ocean.* — Plenum Press, New York; London, 347–365.

ORMAI, P., FRIGYESI, F., BENKOVICS, I., ÉRDI-KRAUSZ, G., KOVÁCS, L. & BÁRDOSSY, Gy. 1996: Hungarian approach for the final disposal of high-level radioactive waste. — In: *Proceeddings of the International Conference on Deep Geological Disposal of Radioactive Waste: September 16–19, 1996, Winnepeg, Manitoba Canada,* 65–73.

BÁRDOSSY, Gy., CSONGRÁDI, M., HAAS, J. & KECSKEMÉTI, T. 1996: On the present state of geological research in Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **38/4,** 285–292.

1997

BÁRDOSSY, G. 1997: Berthier les Baux et l histoire de la bauxite. — *Comptes Rendus de l Academie des Sciences serie II fascicule A-Sciences de la Terre et des Planetes* **324/12,** 1031–1040.

BÁRDOSSY, Gy. 1997: New possibilities for the application of geomathematics and computerization in bauxite research. — *Travaux ICSOBA* **24/28,** 308–317.

BÁRDOSSY, Gy., JANKOVICS, B., PATAKI, A. & TISZAY, J. 1997: Geochemical-geomathematical study of the Halimba deposit, Hungary. — *Travaux ICSOBA* **25/28,** 71–72.

BÁRDOSSY Gy. 1997: Geomatematikai kérdések geológus szemmel. — *Magyar Geofizika* **38/2,** 124–141.

BÁRDOSSY Gy. 1998: Berthier és a bauxit kalandos története. — *Földtani Közlöny* **127/3–4,** 483–492.

BÁRDOSSY, Gy. 1997: Some fields of geomathematics as seen by a geologist. — In: PAWLOWSKY-GLAHN, V. (ed.): *Proceedings of the Third Annual Conference of the International Association for Mathematical Geology Barcelona, Spanyolország, 1997. 08.,* 35–56.

1998

BÁRDOSSY Gy., PATAKI A. & TISZAY J. 1998: A halimbai bauxittelep földtani megismerésének és megkutatásának története. — *Földtani Kutatás* **35/1,** 3–7.

BÁRDOSSY Gy., PATAKI A. & TISZAY J. 1998: A halimbai bauxittelep rétegtani, teleptani és tektonikai értékelése.— *Földtani Kutatás* **35/4,** 1–6.

BÁRDOSSY Gy. 1998: A hazai radioaktív hulladékelhelyezés helyzete. — *Magyar Tudományos Akadémia. Stratégiai Kutatások* **58,** 30 p.
BÁRDOSSY Gy. 1998: *A laterit és karsztbauxit képződés tudományos és gyakorlati vonatkozásai. Akadémiai székfoglaló levelező tagsághoz.* — Értekezések és emlékezések. Akadémiai Kiadó, Budapest, 48 p.
BÁRDOSSY Gy. 1998: A radioaktív hulladékok elhelyezése Magyarországon. — *Földtani Közlöny* **128/1,** 179–196.
BÁRDOSSY, Gy. 1998: On the problem of bauxite geochemistry. — *Acta Geologica Academiae Scientarium Hungaricae* **25/2,** 57–68.,
BÁRDOSSY Gy. 1998: A radioaktív hulladékok elhelyezésének helyzete hazánkban. — In: Kerekes S. (szerk.): *Szigorodó környezetpolitika: Útban az Európai Unió felé.* — Magyarország az ezredfordulón, Magyar Tudományos Akadémia, Budapest, 65–81.
BÁRDOSSY, Gy. & COMBES, P. J. 1998: Karst bauxites, interfingering of deposition and palaeoweathering. — In: THIRY, M. & SIMON-COINCON, R. (eds): Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits. — *Special publication of the International Association of Sedimentologists;* **27.,** Oxford: Blackwell Science, 189–206.

1999

BÁRDOSSY Gy. 1999: A hazai radioaktív hulladékok elhelyezésének kérdései. — *Ezredforduló: Stratégiai Kutatások A Magyar Tudományos Akadémián* **6,** 12–15.
BÁRDOSSY Gy., JANKOVICS B., R. & SZABÓ I. 1999: A szőci Szárhegy I. bauxittelep megkutatásának és bányászatának tapasztalatai. — *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat* **132,** 381–391.
BÁRDOSSY, Gy. 1999: On the safety of geologic repositories in Hungary and suggestions for Internationally accepted safeguards principles. — *Proceedings of the Conference on Geologic Repositories: Facing Common Challanges, Denver, Egyesült Államok, 1999. 10. 31 – 1999. 11. 03.,* 199–200.
BÁRDOSSY Gy. 1999: A radioaktív hulladék hazai elhelyezésének földtudományi alapjai. — In: VIZI E SZ, GLATZ F (szerk.): *Székfoglalók: 1995–1998. 1–2. kötet. Akadémiai Műhely.* — Magyar Tudományos Akadémia, Budapest, 1–31.
BÁRDOSSY Gy. 1999: Hegységképződés és lemeztektonika. — In: GLATZ F. (szerk.): *Közgyűlési előadások, 1998. I–II. Akadémiai Műhely.* — Magyar Tudományos Akadémia, Budapest, 581–594.
BÁRDOSSY Gy. 1999: A hazai radioaktív hulladékok elhelyezésének kérdései. — *Ezredforduló* **6,** 12–15.

2000

BÁRDOSSY Gy., FODOR J, MOLNÁR P. & TUNGLI GY. 2000: A bizonytalanság értékelése a födtudományokban. — *Földtani Közlöny* **130/2,** 291–322.
BÁRDOSSY Gy., PATAKI A. & TISZAY J. 2000: A halimbai bauxittelep szöveti, ásványtani és geokémiai értékelése. — *Földtani Kutatás* **37/1,** 7–12.
BÁRDOSSY, Gy. & FODOR, J. 2000: Handling uncertainty in geology by new mathematical methods. — In: *Proceedings of the International Symposium of Hungarian Researchers on Computational Intelligence. Budapest, 2000. 11. 02.* 93–109.
BÁRDOSSY Gy. 2000: Megoldható a radioaktív hulladékok elhelyezése. — *Magyar Tudomány* **44/2,** 200–206.
BÁRDOSSY, Gy., FODOR, J., MOLNÁR, P. & TUNGLI, Gy. 2000: Modelling uncertainty in geology. — In: *Lecture at the Hungarian Academy of Sciences.* Budapest.
BÁRDOSSY, Gy., DERCOURT, J. & DURAND-DELGA, M. 2000: Role des géologues francais dans l'essor de la géologie au XIXe siecle en Eurpe Centrale et spécialement en Hongrie. — *Comptes Rendus de l Academie des Sciences serie II fascicule A-Sciences de la Terre et des Planetes* **330/II/8,** 585–594.

2001

BÁRDOSSY Gy., ÁRKAI P. & FODOR J. 2001: A bizonytalan halmazok elméletének alkalmazása röntgendiffraktométeres ásványtani fázisanalízis eredményeinek értékelésére. — *Földtani Közlöny* **131/3–4,** 331–341.
BÁRDOSSY Gy. 2001: A globális energiafelhasználás és a klímaváltozások összefüggései. — *Fizikai Szemle* **51/4,** 113–117.
BÁRDOSSY Gy. 2001: Fontosak az új matematikai módszerek. — *Magyar Tudomány* **45/4,** p. 502.
BÁRDOSSY Gy. 2001: A szőci bauxitelőfordulás átfogó földtani értékelése. — *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat* **134,** 36–50.
BÁRDOSSY Gy., R. SZABÓ I. & VARGA G. 2001: Az ásványvagyon értékelés új lehetőségei a hazai bauxitvagyon példáján. — *Földtani Kutatás* **38/3,** 35–44.
BÁRDOSSY Gy. & FODOR J. 2001: Új módszer készletszámítások bizonytalanságának meghatározására. — *Földtani Kutatás* **38/4,** 16–21.
BÁRDOSSY, Gy. & FODOR, J. 2001: Experiences in the applications of fuzzy sets to geology. — In: Rudas I. J. (ed.): *Proceedings of 2nd International Symposium of Hungarian Researchers on Computational Intelligence. Budapest, 2001. 11. 12.* 89–102.
BÁRDOSSY, Gy. & FODOR, J. 2001: New possibilities for the evaluation of uncertainties. In safety assessment of radioactive waste disposal. — *Acta Geologica Hungarica* **44/4,** 363–380.
BÁRDOSSY, Gy. & FODOR, J. 2001: Traditional and new ways to handle uncertainty in geology. — *Natural Resources Research* **10/3,** 179–187.
BÁRDOSSY, Gy. & FODOR, J. 2001: Uncertainties and risk in geological activities and new ways of their handling. — *Rudarsko Geolosko Naftni Zbornik — Mining Gelological Petroleum Engineering Bulletin* **13,** 15–24.
BÁRDOSSY Gy. 2001: A radioaktív hulladékok elhelyezése. — *Magyar Tudomány* **46/12,** 1320–1323.
BÁRDOSSY Gy. 2001: Globális energiafelhasználás és a klímaváltozások. — *Magyar Tudomány* **46/3,** 316–319.
BÁRDOSSY Gy. 2001: On the safety of geologic repositories in Hungary and suggestions for Internationally accepted safeguards principles. — *Proceedings of the Conference on Geologic Repositories: Facing Common Challanges. Oct. 31 – Nov. 3 1999. Denver, Colorado,* 199–200.

2002

BÁRDOSSY Gy. 2002: A földtani kutatás bizonytalanságai és kockázatai, új utak ezek megoldására. — *Magyar Tudomány* **47/9,** 1227–1234.

FODOR, J. & BÁRDOSSY, Gy. 2002: Application of fuzzy methods in the safety analysis of the Püspökszilágy radioactive waste repository, Hungary. — In: *Proceedings of the 3th International Symposium of Hungarian Researchers Computational Intelligence. Budapest, 2002. 12. 14–15.* 259–274.

FÖLDVÁRI M., BÁRDOSSY Gy. & FODOR J. 2002: A bizonytalan halmazok elméletének alkalmazása kőzetminták termoanalitikai vizsgálatának értékeléséhez a Bodai Aleurolit Formáció példáján. — *Földtani Közlöny* **132/1,** 1–15.

BÁRDOSSY Gy. 2002: Köszöntő. — *Földtani Kutatás* **39/1,** p. 3.

2003

BÁRDOSSY, Gy., R. SZABÓ, I. & VARGA, G. 2003: A new method of bauxite resource and reserve estimation. — *Travaux ICSOBA* **33,** 15–27.

BÁRDOSSY, Gy. 2003: 40 years activity of ICSOBA in the field of bauxite geology and mining. — *Travaux ICSOBA* **34,** 12–17.

BÁRDOSSY, Gy., R. SZABÓ, I. & VARGA, G. 2003: A new method of resource estimation for bauxite and other solid mineral deposits. — *Berg und Hüttenmännische Monatshefte* **148,** 57–64.

BÁRDOSSY, Gy., FODOR, J. & KECSKEMÉTI, T. 2003: Application of fuzzy sets to the biometric evaluation of the species Nummulites millecaput. — In: SZAKÁL, A. (ed.): *Proceedings of the Fourth International Symposium of Hungarian Researchers on Computational Intelligence. Budapest, 2003. 11. 13–14.* 27–37.

BÁRDOSSY, Gy., KECSKEMÉTI, T. & FODOR, J. 2003: L'emploi des méhodes de la théorie des ensembles flous à l' étude biométrique de l'espèce Nummulites millecaput dans la partie occidentale de la Téthys. — *Comptes Rendus Palevol* **2,** 317–324.

2004

BÁRDOSSY, Gy. & FODOR, J. 2004: Assessment of the completeness of mineral exploration by the application of fuzzy arithmetic and prior information. — In: *Proceedings of the 5th International Symposium of Hungarian Researchers on Computational Intelligence. Budapest, 2004.* 27–37.

BÁRDOSSY, Gy. & FODOR, J. 2004: *Evaluation of Uncertainties and Risks in Geology: New Mathematical Approaches for their Handling.* — Springer-Verlag, Berlin, 222 p.

2005

BÁRDOSSY, Gy. & FODOR, J. 2005: Assessment of the completeness of mineral exploration by the application of fuzzy arithmetic and prior information. — *Acta Polytechnica Hungarica* **2/1,** 15–31.

BÁRDOSSY, Gy., FODOR, J. & FRIGYESI, F. 2005: Concepts of uncertainty classification and new methods of risk assessment for the disposal of radioactive waste. — *In: Proceedings of the workshop "Management of Uncertainty in Safety Cases and the Role Risk". Stockholm, 2004. 02. 02–04.* 161–168.

BÁRDOSSY Gy. & LELKESNÉ FELVÁRI GY. 2005: Kritikai áttekintés a szénhidrogén készletekről. — *Magyar Szemle* **14/11–12,** 24–42.

BÁRDOSSY Gy. 2005: *Mit csináljunk a radioaktív hulladékkal? „Szép beszélgetések a Garibaldi klubban."* — Magyar Szabadalmi Hivatal 96–112.

BÁRDOSSY, Gy. & FODOR, J. 2005: The Bayesian concept of probability and its application to geologic problems. — In: SZAKÁL, A (ed.): *Proceedings of the 2nd Romanian–Hungarian Joint Symposium on Applied Computational Intelligence, Timisoara, 2005. 05. 12–14.* 23–44.

BÁRDOSSY, Gy. 2005: Szilárd ásványi nyersanyagtelepek megkutatottságának értékelése Bayes-féle valószínűségek és a bizonytalan halmazok elméletének segítségével. — *Földtani Közlöny* **135/1,** 57–77.

2006

BÁRDOSSY Gy. 2006: Amit a cunamikról és okairól tudunk. — *Fizikai Szemle* **56,** 46–49.

BÁRDOSSY, Gy. & FODOR, J. 2006: Application of fuzzy arithmetic and prior information to the assessment of the completeness of a mineral exploration program: A case study. — In: SINHA, A. K. (ed.): Geoinformatics: Data to Knowledge. Boulder, *Geological Society of America, Special paper Geological Society of America* **397,** 217–224.

BÁRDOSSY, Gy. 2006: Geologic and geostatistical evaluation of spatial variability. — *Acta Geologica Hungarica* **49,** 89–101.

BÁRDOSSY Gy. & LELKESNÉ FELVÁRI Gy. 2006: Gondolatok és kételyek Földünk szénhidrogén készleteivel kapcsolatosan. — *Magyar Tudomány* **166/1,** 62–71.

BÁRDOSSY, Gy. & FODOR, J. 2006: The concept of geological uncertainties and new ways of their geomathematical evaluation. — In: SINHA, A. K. (ed.): Geoinformatics: Data to Knowledge. Boulder, Geological Society of America. Special paper Geological Society of America **397,** 211–215.

2007

BÁRDOSSY Gy. 2007: Irán geológiája és geográfiája. — In: JEREMIÁS É. (szerk.): Iráni föld — perzsa kultúra. — *Acta et studia* **6,** Avicenna Közel-Kelet Kutatások Intézete, Piliscsaba, 433–448.

BÁRDOSSY, Gy. 2007: The Halimba bauxite deposite — A halimbai bauxitelőfordulás. — *Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványai* **208,** Budapest, 119 p.

2008

BÁRDOSSY Gy., LELKESNÉ FELVÁRI Gy. & POGÁCSÁS Gy. 2008: A világ szénhidrogén vagyonáról. Publicisztika és valóság. — *Természet Világa* **139/2,** 62–67.

2009

BÁRDOSSY, Gy. 2009: The Halimba Malom-völgy bauxite deposit — A halimbai Malom-völgy bauxit-előfordulása. — *A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványai* **210,** 88 p.

2010

BÁRDOSSY, Gy. 2010: The Szőc bauxite deposit — A szőci bauxit-előfordulás. — *A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványai* **211,** 126 p.

2011

BÁRDOSSY, Gy. 2011: The Nyirád-east bauxite deposit — A nyirádi bauxit-előfordulás keleti része. — *A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványai* **212,** 117 p.

2012

BÁRDOSSY Gy., POGÁCSÁS Gy. & LELKESNÉ FELVÁRI Gy. 2012: Óriás kőolaj- és földgázmezők és szerepük a világ energia ellátásában. — *Földtani Közlöny* 14**2/2,** 183–192.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

143/3, 227–238., Budapest, 2013

A Mátyás-hegyi feltolódás „fejlődéstörténete”

PELIKÁN PÁL

Magyar Földtani és Geofizikai Intézet H–1143 Budapest Stefánia út 14. e-mail: pal.pelikan@gmail.com

Geological history of the Mátyás Hill reverse fault

Abstract

The northern (upper) yard in the south-western quarry of the Mátyás Hill is considered as one of the classic sites which exposes the Triassic/Eocene contact. In the last century several, often contradictory descriptions were published about the structural position of the outcropping Triassic dolomite. It was usually interpreted as a formation which thrust over the Eocene limestone; however, according to the different authors the place and direction of the tectonic surface are different.

The source of the problems is that this part of the quarry was abandoned in the earliest stage and no descriptions are available from its one-time condition. The geological characteristics were damaged by the quarrying. Moreover, due to the continuous collapse of the wall and the 6–10-m-high scree at the foot of the wall several features have been hidden. The matter is more complicated, because the features can be seen in a multiply broken-lined section; the average direction of the section, in which the Triassic core of the fold is exposed in 10–190° direction, whereas the direction of the long wall towards the South is 130–310°. The breccia in the wall was interpreted by previous authors (SCHAFARZIK, PÁVAI, JASKÓ, SCHRÉTER, etc.) as a friction breccia derived from the Triassic limestone (in fact dolomite) which stands out along the north-eastward dipping steep surface.

The breccia is of different genetics in FODOR's work; due to synsedimentary reverse faulting the emerging Triassic block has been broken into pieces and its other part has been shifted onto the abrasional debris at the foot of the wall. Based on the latest studies the SE–NW fracture (described as a reverse fault in the literature) is situated within the Triassic dolomite; the Triassic-Eocene contact has not been moved by it, thus its pre-Late Eocene age can be reasonably assumed.

The Triassic block was in almost horizontal position; it had not been affected by considerable tilting in the Late Eocene. Its eroded (karstified) surface was covered with a thin layer of terrestrial sediments. Over time, after its subsidence, it became overlain by an approximately 1 km-thick Upper Eocene – Oligocene succession. Subsequently, the succession was folded forming parallel folds and, compared to the north-eastern limb, the south-western limb underwent flexure-like, 40–50 m bending down along a 120–300° axis. The steep, south-western limb of the fold is almost parallel to the Triassic-Eocene contact at the foot of the wall. Due to plastic deformation this part was located in a depth of at least 1 km under the well insulating cover; therefore the folding cannot be considered as older than End-Oligocene.

This type of fold is in connection with compressive forces; however, these forces have not led to regional folding because the blocks avoid it by uplift and subsidence (by faulting and reverse faulting in a wider sense); deformation occurred only in narrow zones. Due to stronger compression these zones may be torn up forming an imbricate structure.

The tilting of the area, characterized by south-eastward dipping, took place after the folding. For lack of appropriate overlying sediments its exact age cannot be determined; nevertheless, it is older than the thermal water activity considered as Pleistocene.

Keywords: history of science, tectonics, Eocene, Triassic, Budapest, Mátyás Hill

Összefoglalás

A triász/eocén érintkezést feltáró, immáron klasszikus helyek egyikének számít a Mátyás-hegy DNy-i kőfejtőjének É-i (felső) udvara. Az itt kibukkanó triász dolomit szerkezeti helyzetéről az elmúlt egy évszázad alatt sok, egymásnak gyakran ellentmondó leírás született. Általában eocén mészkőre feltolódottként értelmezték, de a tektonikus felület helye és iránya az egyes szerzőknél különböző.

A problémák forrása az, hogy ez a bányarész a legkorábban felhagyott szakasz; korai, még jól tanulmányozható állapotáról nem maradt feljegyzés. Az eredeti földtani szituációt a bányászat szétrombolta, a bányafal folyamatos omlása

sok mindent eltüntetett, a fal tövében felhalmozódott 6–10 m magas törmeléklejtő pedig betakart. Nehezíti az áttekintést, hogy a jelenségegyüttes nem egyenes, hanem többszörösen tört vonalú szelvényben látható; a triász redőmagot feltáró szakasz 10–190°, a délre következő hosszú fal 130–310° átlagirányú hullámzó felület.

A leírók (SCHAFARZIK, PÁVAI, JASKÓ, SCHRÉTER stb.) a falban megjelenő breccsát a meredek ÉK-i dőlésű felület mentén kiemelkedő triász mészkőből (valójában dolomit) keletkezett dörzsbreccsának értelmezték.

Eltérő genetikájú a breccsa FODOR publikációjában; a szinszediment feltolódás következtében kiemelkedő triász rögöt a hullámverés széttördelte, a fal tövében felhalmozódó abráziós törmelékre a rög további része rátolódott.

Az újravizsgálás alapján a szerkezeti kép a következőképp vázolható: az irodalomban feltolódásként leírt DK–ÉNy irányú repedés a triász dolomiton belül van, a triász–eocén érintkezést láthatóan nem mozdítja el, joggal tételezhető fel ennek késő-eocén előtti keletkezése.

A triász tömb különösebb kibillenés nélkül, csaknem szintes helyzetben érte meg a késő-eocént. Erodált (karsztosodott) felszínére vékony terresztrikus üledék rakódott, majd megsüllyedve hozzávetőlegesen 1 km vastagságú késő-eocén–oligocén rétegegyüttes fedte be. Ezután a képződménysor párhuzamos redővel meggyűrődött, a DNy-i szárny 120–300° tengely mentén az ÉK-ihez képest flexúraszerűen 40–50 m-rel lehajlott. A redő meredek DNy-i szárnya hozzávetőlegesen párhuzamos a fal tövében észlelhető triász–eocén érintkezéssel. Miután plasztikus alakváltoztatásról van szó, ez a rész megfelelően szigetelő fedő alatt legalább 1 km-es mélységben volt, a gyűrődés oligocén véginél idősebb nem lehet.

Ez a redőtípus kompressziós erőhatáshoz kötött, de a körülmények regionális gyűrődést nem okoznak, mert az egyes tömbök kiemelkedéssel-besüllyedéssel (tágabb értelemben vett alá-, föléto1ódással) képesek az erőhatás elől kitérni, alakváltoztatás csupán keskeny zónákban lesz. Erősebb kompresszió esetén ezek a zónák pikkelyesen felszakadhatnak.

A terület DK-i rétegdőléssel jellemezhető kibillenése a gyűrődés utáni. Pontosabb korát megfelelő fedőüledék hiányában nem lehet meghatározni, de a barlangképződéssel együtt járó, pleisztocén korúnak tartott hévizes tevékenységnél idősebb.

Tárgyszavak: tudománytörténet, szerkezetföldtan, triász, eocén, Budapest, Mátyás-hegy

Bevezetés

A Budai-hegység a „vasárnapi", más szóval a „kiránduló" geológia területe. HOFMANN (1871) munkájától eltekintve tulajdonképpen sohasem volt az egész hegységre kiterjedő, egységes szemléletű, részletes felvételezés, az összefoglaló jellegű munkák is csupán több-kevesebb terepbejárással összekapcsolt irodalmi összegzések. Mindezek ellenére, vagy éppen ezért, rengeteg apróbb-nagyobb közlemény jelent már meg. Ezekben a szerzők elismeréssel használják fel az elődök munkáit, de sok a pontatlan idézés. Nagyon gyakori a futó benyomásokból levont következtetés, a következményeiben át nem gondolt feltételezésből kialakított elmélet.

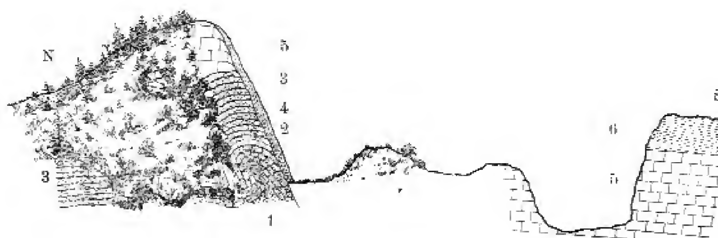
Kutatástörténet

Jó példa minderre az immár klasszikusnak számító Mátyás-hegyi feltárás. Legkorábbi leírója PETERS (1857), aki megállapította (311. p.), hogy *„a Széparokban a Mátyás- és a Gugerhegy között az öregebb (triász) kőzet egy kis tömbje a nummulitmésszel egy szintbe törés által felemelkedettnek látszik" (a szerző fordítása).*

HOFMANN (1871) művében három helyen is említette a feltárást. 206. p.: „*... az egyik repedési rendszer vonalai Ny.-ról K.-re, a másik ellenben É.-ról D.-felé irányulvák. Egy, az utóbbi rendszerhez tartozó repedési vonal okozza a szépvölgyi kanyarulat fölött egy kis dolomit-tömegdarabnak kibukkanását, mely említett helyen, a Szépvölgy felé fordult meredek lejtőn, a mintegy 25°-al K. felé dülő dolomit rétegfejek tűnnek elő. DK.-re innen, a Mátyáshegy csúcsán és északi meredekjén a dolomit D. felé dülő rétegekkel tűnik ismét elő. A repedési-vonalak csekély terjedtségűeknek látszanak s nyomai csupán a Szépvölgy- és a budai nagy szakadási-vonal között fekvő hegyrészben vehetők észre.*" 212. p.: "... *a Buda-Ujlak melletti Szépvölgyben fölfelé haladva a Mátyáshegy nummulit-mesze nagy kőbányájának felső végén, egy tisztán kivehető repedési-vonal hosszában az alaphegységből kibukkanó egy sajátságos tömött mészkőből szirtre akadunk* ..." 245. p.: „*A nagyobb kőbánya felső végénél egy határozottan jellegzett törési-hasadék hosszában, ellenkező 70° alatt ÉNy-ra irányult düléssel már az alaphegység bukkan elő; ez sajátságos, már előbb is megemlített kova-mészből áll, melynek hömpölyei e helyen a nummulitmész-csoportulat alsó rétegeiben nagyobb mennyiségben foglalatnak.*" Az ezekből összeállítható véleménye nem egyértelmű a törés irányáról. A törés jellegéről nem ír semmit.

Nem mondott többet SCHAFARZIK (1902, 14. p.) sem: „... *a Mátyás-hegy tövében lévő nagy nummulitos mészkőbánya felső végén tisztán kivehető rupturvonal hosszában egy sajátságos mészkőszirtet látunk napfényre bukkanni* ..."

LŐRENTHEY (1907), egészen más okból kereste fel a helyet, de amit látott, érdemesnek tartotta leírni. FODOR (1995, 90. p.) vélekedése hibás, nem HOFMANNT követte, hanem „... *az eddig felhozottaktól eltérő megfigyeléseket tettem — melyek Hofmann-éval egyeznek a legjobban; nem tartottam érdektelennek e hely szelvényét itt közölni*".) Nem csak leírta, hanem idealizált szelvényben ábrázolta is a látványt (1. ábra). Ez a bányarész addigra már leállt, nem látta (hiszen akkor ábrázolta volna), de tudta, mi volt a vető előtt (366. p.): „*A legnyugatibb elhagyott bányában, melyben az orbitoidásmészkövet már kibányászták, igen szépen látszik a Peters-től is sejtett, de Hofmann-tól és Schafarzik-tól hangsúlyozott ÉNy–DK (22–10 h) irányú vetődés, melyet a bánya északi falában jól látható vetődési sík és az ezt bevonó dörzsbreccia jelzi...*" „*A dörzsbreccsa főleg dolomitkavicsokból és szarukődarabokból áll, találni azonban helyenként az orbitoidásmészkőnek és bryozoásmárgának darab-*



1. ábra. LŐRENTHEY (1907) elvi szelvénye

Eredeti ábraszöveg: „Ideális szelvény a budapesti Pálvölgyön keresztül É-D-i irányban.
1 - pados szaruköves mészkőrög (trias), 2 - dolomitos mészkőpad (trias), 3 - pados triasdolomit, 4 - dörzsbreccsa, 5 - pados orbitoideás eocenmészkő, 6 - bryozoásmárga (eocen?)"

***Figure 1.** Theoretical geological cross section by LŐRENTHEY (1907)*

*Original figure signing: "Idealized geological cross section along Pálvölgy in N-S direction.
1 - Thick-bedded, cherty limestone block (Triassic), 2 - dolomitic limestone bed (Triassic), 3 - bedded Triassic dolomite, 4 - friction breccia, 5 - thick-bedded, Orbitoid-bearing Eocene limestone, 6 - bryozoan marl (Eocene?)"*

jait is, sőt egy sajátságos feketés (szénpalára emlékeztető) agyagmárga rétegét is."

Az előadás után LÓCZY Lajos (1907, 378. p.) sürgette az észleletek mielőbbi publikálását. „*Annyival is inkább kívánatos ez, mert Aradi tévedése az újabban lábrakapott reátolási elméletnek alapul szolgálhatna arra, hogy a budapesti hegység keletkezését is hibásan ezzel magyarázzák.*" Merthogy ARADI Viktor benyújtott, de közlésre végül el nem fogadott értekezését KOCH Antal (1906, 432. p.) a Társulat 1906. december 5-i szakülésén ismertette. „*Az ismeretes rögökre való töréseken kívül Aradi a jurarögöknek dolomit közé szorulását a törésen kívül áttolásból magyarázza, melynek egyúttal az ismeretes szarukőbrecciák keletkezését is tulajdonítja.*"

Részletező leírást, vázlatos szelvényt és fényképet is közölt SCHAFARZIK & VENDL (1929) a feltárásról, benne a tektonikus érintkezés jellegéről. 97. p.: „*A vetődés DK-i oldalán kifejlődött hatalmas kőbányában feltűnik, hogy a vetődés mentén a nummulinás mészkő töredezett, helyenként breccsás szerkezetű. Rétegei itt — a vetődés mentén — meredeken dőlnek.*" Az oldal alján: „*A nummulinás mészkő után látjuk a kissé hajolt, de egészében véve NyDNy–KÉK-i irányban haladó vetődési síkot, mely* 11^h *70° alatt dől. A vetődési sík mentén a mészkő igen töredezett.*" 98. p.: „*...a triászrög a nummulinás mészkő határán levő* 11^h *felé dőlő vetődési sík mentén tolult fel. Felemelkedése közben a fölötte volt valamely széntelepből — a nummulinás mészkő alul — magával ránthatott keveset, s ez elfenődött a vetődési sík felületén. Régebben ugyanis a vetődési sík déli oldalán vékony, szénbevonathoz hasonló kéreg látszott...*"

PÁVAI VAJNA (1934) már egyértelműen feltolódásról beszélt (9. p.): „*A szépvölgyi raiblimészkő feltolódása a Pálvölgyi cseppkőbarlangon felül levő eocén mészkő felső kőbányája felső végén van a patak medrében és annak baloldali martjában. (...) A triász redőmag hullámos vonalú, 13° felé dűlő feltolódási sík mentén került feltárásba.*" Megemlítette a szénpalás dörzsbreccsát, majd SCHAFARZIK gondolatmenetét folytatva, meghatározta az elmozdulás idejét: „*...amíg a tektonikai vonal a nummulinás mészkövet áttöri, a budai márgák fiatalabb rétegei azt letakarják.*" Szelvényszerűen értelmezett fényképet is közölt (1. kép). Ezen látszik, hogy a berajzolt törésvonal az eocén alá dől. (Tehát a fiatalabb tolódott az idősebbre, de a réteghajlások ezt nem mutatják. A rétegvonalak egyébként is ötletszerűek, inkább stilizáltak. A 2. szám nem dörzsbreccsa, hanem összetört, de felismerhető meredek rétegállású márga-közbetelepüléses dolomit, eocén báziskonglomerátum és egy, a fejtés során visszahagyott eocén mészkő-



1. kép. PÁVAI VAJNA (1934) értelmezett fényképe

Eredeti ábraszöveg: „A szépvölgyi raibli mészkő pikkelyes feltolódásának képe. 1 - erősen gyűrt és összetöredezett szaruköves mészkő. 2 - dörzsbreccia mélyebb eocén szenespala darabokkal. 3 - nummulinás eocén mészkő. 4 - bryozoumos felsőeocén márgák"

***Picture 1.** The interpreted photo of PÁVAI VAJNA (1934)*

Original figure signing: "Imbricate reverse fault in the Raibl limestone in Szépvölgy. 1 - Strongly folded and broken cherty limestone, 2 - friction breccia with older Eocene slaty coal pieces, 3 - Eocene nummulitic limestone, 4 - Upper Eocene bryozoan marls"

tömb együttesen. A 3. valóban eocén mészkő, de már a normál településű részen. A 4. nem bryozoás márga, hanem triász dolomit, a jobboldali folytatása pedig a bánya távoli, DK-i falát alkotó márga. Megállapítható hát, hogy a behúzott és a szöveggel ellentétben lévő határvonal a triászon belül van.)

Hogy PÁVAI VAJNA mennyire ragaszkodott álláspontjához, az JASKÓ (1948) Mátyáshegyi-barlangról tartott előadásához tett hozzászólásából derül ki (JASKÓ 1948, 149. p.). „*...ahol a raibli mészkő a külszínen feltolódik az eocén mészkőre, az érintkezési dörzsbreccsiában szénpalarögök is vannak, amiket annak idején Böckh Hugó mutatott nekem. Ha rólam nem is, de Böckh Hugóról fel lehet tételezni, hogy tudhatta, mi a feltolódás, dörzsbreccsia, és szenes pala. Érdekes, hogy a barlang fenekén ennek a feltolódási síknak déli szomszédságában az eocén mészkő már rajta fekszik a raibli mészkövön. (...) Dörzsbreccsia azonban itt is található és mint egyesek állítják — a tavas barlangrésznél is.*”

Ezt ugyan nem állította senki, JASKÓ (1948, 140. p.) csupán annyit írt: „*Felső triász kori szaruköves mészkő két helyen ismeretes eddig a barlangból. Az egyik a Tűzoltó-barlang hátsó termének északi falán egy 80–85° meredeken 20° irányba lejtő tektonikai sík mentén erősen összetört állapotban látható. Ez az előfordulás a Pálvölgyben régóta ismeretes raibli mészkő felszíni kibúvásának mélybeli folytatása és a barlangban valamint a felszínen észlelhető törésvonalak pontosan egymás kiegészítését adják. A szaruköves mészkő másik előfordulása az agyagos patak mentén látható. Itt a barlangfolyosó áthatol az eocén mészkő bázisán és vékony pados triász mészkőbe jut.*” Néhány sorral lejjebb: „*Pávai Vajna a raibli mészkő felszíni kibúvását az eocén mészkő felé határoló vetősíkról szénpala elfenődött nyomait írta le. Szénpalát sehol sem találtunk a barlangban.*”

SCHRÉTER (152. p.) hozzászólásában még megkérdezte „*...hogy a raibli mészkő csakugyan fel van-e tolódva a nummulinás mészkőre?*” mert „*...egyes vetődések lapja a mélység felé ellenkező irányba átfordulhat és így ha jelen esetben fennforog, az eredeti vetődés feltolódás képét nyújthatná.*”

JASKÓ válaszában megismételte a korábban mondottakat, megerősítette az Agyagos-patakban a diszkordáns település tényét és a Tűzoltó-barlangban a meredek, dörzsbreccsával kísért tektonikus érintkezést.

VIGH Gyula zárszavában igyekezett elrendezni a dolgokat (153. p.) „*A Tűzoltó barlang végében levő tektonikus sík Jaskó igen valószínű megállapítása szerint folytatása annak a felszínen is észlelhető feltolódási síknak, amelynek mentén az idősebb triász üledékek, a szaruköves mészkőrétegek, a mátyáshegyi kőfejtőben jól láthatóan, diapírszerűen felnyomódtak a mélyből. A barlangban észlelt tektonikus sík a hegy felé hajlik, éppenúgy, mint ahogy a kőfejtőben látható sík is aláhajlik a hegy belseje felé. (...) Nem hiszek azokban a pikkelyes feltolódásokban, amelyeknek keretében — Pávai és Venkovics szerint.— a szaruköves mészkő a nummulinás mészkőre is feltolódott volna, mivel ilyen tektonikai folyamatra utaló nyomot a barlang egész területén **nem láthatunk***” (kiemelés az eredetiben).

A vita ugyan nem dőlt el, viszont VENKOVITS (1952) megkísérelte hasznosítani az elhangzottakat. A korban divatos „dialektikus szemlélettel” áttekintve a Pál-völgyi-barlangot, a karsztformák különbözőségéből (JASKÓ Mátyás-hegyi-barlangi leírását is figyelembe véve) levezeti, hogy nem egyidőben alakult ki az eocén mészkőben levő hévizes eredetű és a triász mészkőben levő hideg vizes korróziós szakasz (utóbbi fiatalabb). Ebből következően „*Ime a barlangot magába foglaló nummulinás mészkő, ha rövid távon is, de viszonylag lapos dőlésszög melletti elmozdulását kell feltételezni.*” A tektonikus fázisokra alapított fejlődéstörténet eredményeként megállapítja: „*Erős pikkelyeződésben megnyilvánuló mozgásokra vezetjük vissza a felső eocén nummulinás mészkő hasadékokkal és összefüggő járatrendszerekkel együtt történt feltolódását a felső triász korú szaruköves mészkőre, melynek időpontját biztos adat nélkül bár, de analógiák alapján a* ***pannon utáni*** *mozgásokra tesszük, mely nagyjából már a mai szerkezeti kép kialakulásához vezetett.*” (kiemelés az eredetiben). Ez szélsőséges nézetnek bizonyult, idézése a további munkákból rendre kimaradt.

A hely tankönyvi példa lett. VADÁSZ (1953) könyvének 309. oldalán írja: „*Helyi jellegű gyűredezettség legszembeötlőbb példája a Buda-szépvölgyi karni-mészkőredőződés nagy törésvonal menti elmozdulása.*”

A második kiadás (VADÁSZ 1960) 458. oldalán ezt olvashatjuk: „*A helyi gyüredezés legszembeötlőbb példája a budai — szépvölgyi karni mészkőhajlat nagy törésvonal menti elmozdulása.*” Ugyanakkor a 91. oldalon az ORAVECZ János által készített fényképfelvétel aláírása szerint „*A Mátyáshegy gyüredezett triász részlete, a peremi törés mentén diszkordáns településű eocén rétegekkel, Budapest.*”

SCHRÉTER (1958, 38. p.) szerint „*A triász mészkő legjobb feltárása a Mátyás-hegyen van, ahol kis redőben felgyűrődött és egyesek szerint DNy-ra 60° lejtésű sík mentén kissé feltolódott a felsőeocén mészkőre (Schréter, Jaskó). Ez a feltolódás a Mátyáshegyi barlang egyik járatában látható (Jaskó 1948.). Más szakemberek csak egyszerű vetődést látnak itt.*” Közölte a feltárás (SZENTES Ferenc által készített) értelmezett fényképét is (2. kép). Ezen az eocén jelzése még a triász dolomitra került, emiatt a berajzolt meredek állású íves határvonal még a triászon belül van.

WEIN György sok időt töltött a hegység tanulmányozásával. Munkáiban rendre megemlékezik a Mátyás-hegyi feltárásról is. Lényegében mindegyikben ugyanazt mondja, de a hivatkozásokkal akad baj.

WEIN (1973) 4. p.: „*... a Mátyáshegyi kőfejtőben és ugyanott mélyebb szinten a Pálvölgyi barlangban, Jaskó S. szerint a karni rétegsor átbuktatott és meggyűrt rétegei tolódtak a felső eocénre.*” 25. p.: „*... mátyáshegyi kőfejtőben az alsókarni szaruköves mészkő törés mentén érintkezik az eocén nummuliteszes-discocyclinás-bryozoás márga sorozattal. (...) Az alsó karni «raibli» tűzköves, dolomitos mészkő DDNy felé, a felsőeocén nummuliteszes mészkőre felpikkelyeződött, átbuktatott helyzetű redő. A «raibli» rétegek felett a karni tűzköves dolomit települ. A feltolódási vonalat a felszín alatt a Pálvölgyi barlangban is észlelték. A*



2. kép. SCHRÉTER (1958) értelmezett fényképe
Eredeti ábraszöveg: „Triász korú szaruköves mészkő pikkely felpréselődéssel a felső eocén korú nummulinás mészkő alól T = triász, E = eocén. - Óbuda Mátyás-hegy nagy kőfejtő SZENTES felvétele"

Picture 2. *The interpreted photo of SCHRÉTER (1958)*
Original figure signing: "Triassic cherty limestone sliver compressed up from the Upper Eocene nummulitic limestone. T= Triassic, E= Eocene. - The big quarry on the Mátyás Hill, Óbuda, photo by SZENTES"

kompresszív jellegű szerkezeti mozgások a felső eocén időszak alatt, az oligocén előtt játszódtak le (pireneusi fázis)."

Egy évvel később a következő megfogalmazás jelent meg (WEIN 1974, 103. p.) „*A budai márga képződése közben és utána zajlott le a pireneusi mozgások erős kompresszív fázisa. (...) Igen szép példáját figyelhetjük meg ennek a tektonikai stílusnak a Mátyáshegy–Hármashatárhegyen, ahol az alsó karni «raibli rétegek» pikkelyeződtek fel a felső eocén rétegsorra (Jaskó S. 1948.).*"

Ugyanerről a Budai-hegység új földtani térképének magyarázójában (WEIN 1977a, 53–54, p.) a pireneusi orogén fázis tárgyalásánál: „*Legszebb példája a pikkelyeződésnek a már klasszikussá nyilvánított Mátyás-hegyi előfordulás (Hofmann K. 1971, Schréter Z. 1909). Itt a Szépvölgy bal oldalán levő régi felsőeocén mészkőbányában a «raibli» képződmények és fedőjükben a karni tűzköves dolomit a felső-eocén nummulinás–discocyclinás mészkőre torlódott. Ezt a Pálvölgyi-barlangban is lehetett észlelni (Jaskó S. 1948.). A feltolódás a felső-eocén rétegeket meredekre állította, de ennek hatása a Mátyás-hegy K-i oldalán már nem észlelhető.*" Az 52. oldalon a triász redőmag fényképe is látható.

Ugyanebben az évben megjelent még egy cikk (WEIN 1977b), ebben a 338. oldalon ez olvasható: „*Általában övekben, vagy elszigetelten figyelhetők meg a torlódások, amelynek legszebb példáját a Pálvölgyi barlangban és az északi kőbányában figyelhetjük meg. Itt a karni «raibli» rétegek és a tűzköves dolomit a felsőeocén nummulinás–discocyclinás mészkőre torlódtak (Jaskó S. 1933).*"

A hivatkozásokban levő téves évszámok lehetnek sajtóhibák, azonban a Pál-völgyi-barlangban a triász nem látható.

Ezután elkészült a triász képződményeket feltáró alapszelvényárok a kőbánya északi fala mentén. Erről ORAVECZ (1982) kéziratos jelentést készített, melynek 18. oldalán ez olvasható „*Ennek a triász korú blokknak mentén kialakult ÉK–DNy csapásirányú tektonikai síknak támaszkodik a felsőeocén discocyclinideás mészkő együttesen karsztosodott rétegsora.*" A 27. oldalon a triász blokk szerkezetére vonatkozó információk vannak. A Mátyáshegyi Mészkő „*... szálban álló három réteg 2-3 m vastagságú szakasza fölött, felfelé még mintegy 10 m hosszan megtalálhatók voltak a mészkőtuskók. (...) e zóna 120–300 csapásirányú síkokkal határolt 8 m vastag tektonikus breccsia, mely együtt tartalmazza a tűzköves mészkő és a tűzköves dolomit anyagát. (...) Végül is a «térdráncként», «lehajlásként» ismert formáiról (Vadász E. 1960) a mostani kibontás során bizonyosodott be, hogy valójában olyan kompressziós típusú mozgásfelület, amely mentén a Sashegyi tűzköves dolomit D–DNy irányban rátolódott a Mátyáshegyi Mészkő Formációra. A mozgás méreteire és a rátolódás következtében kimaradt hiányzó rétegek vastagságára nincs adatunk.*"

A szelvény feldolgozása folytatódott, a következő évben újabb kéziratos jelentés született (ORAVECZ 1983, 2. p.): „*Az impozáns kőfejtőfalnak csak a felső, a lejtőt követő negyedében tűnnek elő a triász rétegek. Folytatásukat a fejtés frontjával közel párhuzamos helyzetű tektonikai zóna mentén az eléje került felsőeocén erősen tört mészkőbreccsája takarja. E «kulissza» mögül az É-i, alsó feltárásnegyedben függőleges helyzetű «tektonikai ablakként» bukkan ki a törési síkba behajló, meghúzott néhány triászréteg tönkrement felülete.*" 4. p.: „*Az itt jelentkező hajlított Forma a feltolódási síkhoz igazodik, tengelysíkja azzal párhuzamos, a redőtengelyek csapásvonala úgyszintén.*" 5. p.: „*A mintegy 8 m valódi vastagságban szelvényezhető tektonikus breccsa, eddigi vizsgálataink szerint csak a két triász formáció felőrölt anyagát tartalmazza. Így ez a kompressziós mozgás megelőzi azt a meredek síkú lezökkenést, amellyel a felsőeocén discocyclinidás mészkő a triász képződmények mellé került.*" A szerkezet imígyen kettévált, a feltolódás bekerült a triász képződmények közé, a triász–eocén érintkezés ismét vetős.

Ezt a modellt fejlesztette tovább a KOZUR & MOCK (1991) szerzőpáros, őslénytani adatokkal megerősítve. (Bár az innen származó minták konkrét adatait nem sikerült fellelni a cikkben. Még gyanúsabbá teszi a helyzetet a 258. oldalon olvasható kijelentés: „*őslénytani vizsgálatok nélkül is világos a helyzet*".) A lényeget pontokba szedve közlik.

1. A rétegek feltolódása világosan látható.

2. Ha a tűzköves dolomit alatt a Mátyáshegyi Mészkő tartalmaz néhol eocén báziskonglomerátum-lencséket, nem lehet a tűzköves dolomit feküje.

A Mátyáshegyi Mészkő tűzköves dolomit alatti tektonikus helyzete a Mátyáshegyi-kőfejtőben két tektonikus mozgás eredménye.

1. A csővári takaró homlokfrontjának délnyugati vergenciájú feltolódása a Csővári Mészkő Formációt (Mátyáshegyi Mészkő) tektonikusan a budai takaró Sashegyi Dolomit Formációja (tűzköves dolomit) fölé helyezte.

2. Posztpriabonai törés a tektonikus fedő Csővári Mészkő Formációt a Sashegyi Dolomit Formáció legfelső részével együtt a Sashegyi Dolomit Formáció alsó része alá helyezte.

Összehasonlító példaként jelenik meg a feltárás BALLA & DUDKO (1994) cikkében (az egyidőben írt angol nyelvű változat még 1990-ben megjelent). 187. p.: *„Az illető redő fölött az eocén mészkő mindennemű gyűrődés nélkül települ, amint az már Lőrenthey I. (1907. 1. ábra) szelvényén jól látható és amiről a helyszínen ma is meg lehet győződni. Az illető redő tehát nyilvánvalóan a* ***paleogén előtt*** *keletkezett.*” (kiemelés az eredetiben). A hivatkozott szelvény ábrázolása, mint az az 1. ábrán látható, meglehetősen sematikus.

Szintén két nyelvi változatú, de tartalmilag azonos a következő munka. Angolul már 1992-ben megjelent a vonatkozó fejezet (FODOR et al. 1992), de a teljes mű magyarul csak 1995-ben vált nyomtatásban olvashatóvá (FODOR et al. 1995). Fodor László itt már a *„Késő eocén szinszediment vető a Mátyás-hegyen*” címmel jelzi az új üledéktani és szerkezetföldtani megoldás lehetőségét, majd — más előfordulásokon tett megfigyelésekkel összefüggésben — komplex értelmezést ad.

Az önálló alfejezetté formált leírás *Bevezetés* című részében (190. p.) leírja: *„A vető K–Ny-i (N 110) csapású, igen meredeken, 80°-ban É felé dől. A vető a Mátyás-hegy Ny-i kőfejtőjének Ny-i udvarán bukkan felszínre. Csapásirányban K felé, a felszín alatt tovább követhető a Mátyás-hegyi barlangig (Jaskó, 1948).*” A *Szerkezeti megfigyelések* bevezető mondata: *„A vető mentén a triász rétegek eocén feletti helyzetben találhatók.*” Ezután részletes leírás következik, amelynek lényege, hogy a vető É-i oldalán tektonizált triász rétegsor van, míg *„ A vető D-i oldalán, a vető csaknem teljes magasságában háromszög (ék) keresztmetszetű, rétegzetlen, breccsa-konglomerátum test jelentkezik.*” Ezt ábrázolja a 191. oldalon levő elvi szelvény is, alatta pedig *„A rétegzetlen megjelenés, az ékalakú keresztmetszet, a félkúp alak miatt egy vetőnek támaszkodó törmelékkúpként (fault-bounded talus cone) értelmezzük a testet. A konglobreccsa test a vető sorozatos működése következtében jött létre, és bizonyítéka a szinszediment tektonikának.*” 191. p.: *„A testet aleurolit-finomhomokkő réteg burkolja, efölött eocén discocyclinás mészkő települ*”. 192. p.: *E mészkőfedőhöz tartozhat a kúp Ny-i oldalán látható, mintegy 2–3 méternyi mészkőtömb. Ez a kúp oldalához 1 m vastag, sárga aleurit–finomhomokkővel tapad, s a kőzet megegyezik a kúpot máshol burkoló üledékkel. Így a mészkő normális fedőnek tartható, a kontaktus üledékes jellege miatt nem valószínű, hogy recens lecsúszással jött volna létre. Meredek helyzete viszont arra utal, hogy a breccsa-kúp deformációja során e mészkő is kibillent.*” (Íme a példa, hogyan csavarhatja el a teória a pontos megfigyelés értelmezését.) A192. oldalon egy bekezdéssel lejjebb: *„A mészkő a vető mindkét oldalán megtalálható, az alsó képződményhatárnál az elvetés minimális (néhány deciméter).*” A folytatás: *„A vetőmenti elmozdulás legnagyobb része tehát a mészkő leülepedése előtt történt. Ezen elmozdulás szinszediment jellegét a támaszkodó breccsakúp bizonyítja.*” A következő két bekezdés a fedő márgát ismerteti, majd újabb bekezdésben: *„A mészmárga rétegek dőlése (25°) túl nagy ahhoz, hogy eredeti dőlésnek tekinthessük. A kőzetek és így a vető maga is kibillentek. Lehetséges, hogy a vető eredetileg meredeken D felé dőlt és normál levetése volt.*”

Ez nemcsak lehetséges, hanem bizonyos. Az eredeti üledékes rétegzés gyakorlatilag vízszintes helyzetébe visszabillentve a kőzettömböt 25°-kal, a bevezetésben közölt É-i irányú 80°-os dőlés átbillen D-i irányú 75°-os dőlésbe (valójában ennél is laposabb lesz, a márga rétegdőlése 135/35°). Így aztán a szerző maga teszi okafogyottá a fejlődéstörténeti képet kirajzoló regionális tektonikai fejtegetéseit.

Terepi megfigyeléseim

Az áttekintésből leszűrhető, nem is olyan egyszerű a helyzet, hiszen szinte mindenki másképpen írta le. Kell ott valami zavarónak lenni, mert már a tektonikus felület irányában is olyan nagy eltérések vannak, mintha nem ugyanarról beszélnének.

A korábbi szerzők nem vették figyelembe, hogy a jelenségegyüttes (a látszat ellenében) nem egyenes szelvényben (3. kép), hanem valójában többször megtörő felületen látható (2. ábra). Nehezíti az áttekintést a bányászatnak az eredeti földtani szituációt szétromboló hatása, valamint (a breccsás fal állékonysága közismerten rossz lévén) a bányafal folyamatos omlása, ami sok mindent eltüntetett (ugyanakkor addig nem



3. kép. A felső bányaudvar Ny felől (1972)

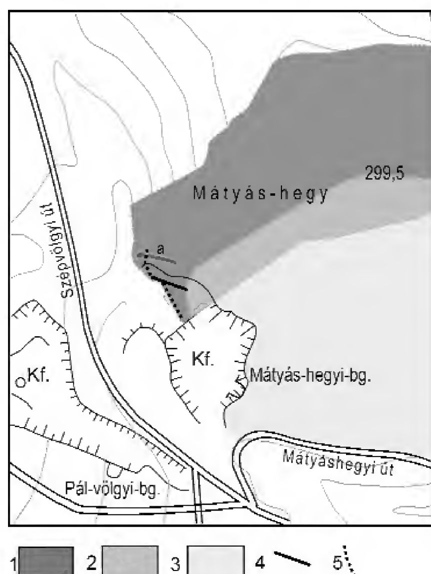
Jelmagyarázat: Td = felső-triász tűzköves dolomit (Mátyáshegyi Mészkő Sashegyi Dolomit Tagozat), Eb = a felső-eocén Szépvölgyi Mészkő alatti terrigén törmelék, Em = felső-eocén Szépvölgyi Mészkő, T = az irodalomban hivatkozott törés (feltolódás) vonala

Picture 3. *The upper yard from the west (1972)*

Legend: Td: Upper Triassic cherty dolomite (Sashegy Dolomite Member of the Mátyáshegy Limestone), Eb = terrigenous debris underlying the Upper Eocene Szépvölgy Limestone, Em= Upper Eocene Szépvölgy Limestone, T= track of fault (reverse fault) mentioned in the literature

látható részleteket bontott ki), a fal tövében felhalmozódott 6–10 m magas törmeléklejtő pedig betakart.

A bánya északi falszakaszában triász mészkő nem látszik, az alapszelvényárokban is csak breccsásan összetört darabjai bukkannak fel. Az ároktól északra a gyakorlatilag É–D irányú vízmosás keleti faláról SCHAFARZIK & VENDL (1929) még kb. 50 m hosszúságú részletes leírást közölt, ebből ma a bozóttal erősen benőtt, törmelékes falban szinte semmi sem azonosítható. A szakasz É-i felén lejtőtörmelékszerűen világosbarna színű meszes dolomit kisebb-nagyobb darabjai halmozódnak, a települési helyzet nem állapítható meg. Az alapszelvényárok vonalától É-ra két nagyobb, világosszürke



2. ábra. A Mátyás-hegy vázlatos földtani térképe

1 - felső-triász tűzköves dolomit, 2 - felső-eocén mészkő, 3 - bryozoás márga, 4 - az irodalomban hivatkozott törés (feltolódás) vonala, 5 - a szelvény nyomvonala, a -alapszelvény-árok

Figure 2. *Schematic geologic map of the Mátyás Hill*

1 - Upper Triassic cherty dolomite, 2 -Upper Eocene limestone, 3 -bryozoan marl, 4 - track of fault (reverse fault) mentioned in the literature, 5 - the line of the section, a - key section cut

mészkőtömb, köztük 3 m-nyi vastagságú, kissé gumós szerkezetű, foltosan lilásvörösre színeződött, zöldesszürke agyagbetelepüléseket tartalmazó mészkő látható (a vörösagyag nincs említve a hivatkozott leírásban!).

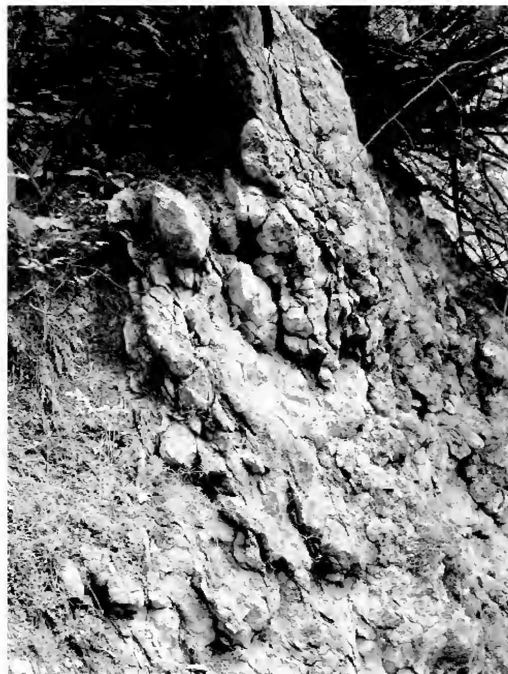
Az É-ra levő mészkőtömb (4. kép) antiklinális DNy-i szárnya, a réteglap fent 160/40°, lefelé ívben meredekebb lesz. Ennek mintája szürke mikrites mészkő, oldási maradékában néhány apró szivacstűtöredék és sok nagyon apró víztiszta kvarcszemcse (homok) volt.



4. kép. Az északabbi mészkőtömb és a lilásvörös agyagbetelepüléses mészkő a vízmosásban (2006)

Picture 4. *The northern limestone block and the limestone with purplish-red clay interbedding in the gully (2006)*

A délebbi mészkőtömb (5. kép) az alapszelvényárok vonala alatt kezdődik, sárga márgahálózatos, gumós szerkezetű, világosszürke, mikrites mészkő, benne a rétegzés jellegű egyenetlen felületek 190/85° átlagdőlésűek. Mintájának oldási maradéka kevés szivacstűt és radioláriát, egy Holothuria szkleritet, több egy síkban felcsavarodott lapos és Nodosaridae foraminiferát tartalmazott.



5. kép. Az alapszelvény árok alatti délebbi mészkőtömb (2006)

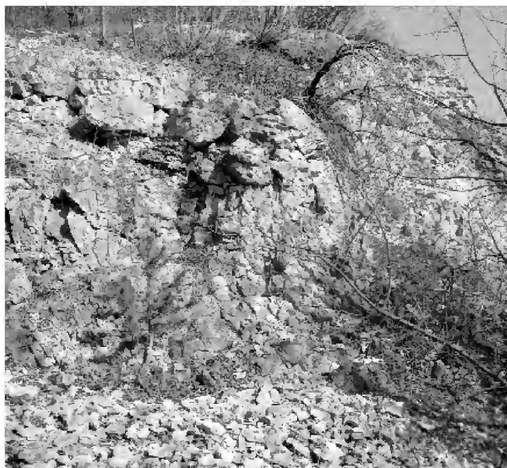
Picture 5. *The southern limestone block in the gully exposing the key section (2006)*

A közbetelepült, gumós mészkő oldási maradékát sok szivacstű, radiolária és néhány lapos foraminifera alkotja. A vörösagyagban sok rezorbeált porfíros kvarc, ilmenit és apró cirkon van, a finom frakció röntgen-diffraktogramos összetétele: illit-montmorillonit 4%, illit 7%, kaolinit 41%, kvarc 30%, kalcit 2% hematit 14%, amorf 1%, anatáz 1%, teljesen elbontott savanyú vulkanitként értelmezhető (a méréseket Kovács Pálffy Péter végezte).

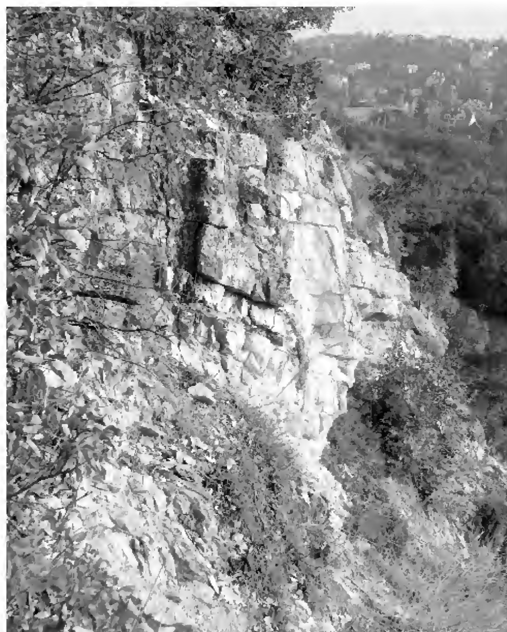
A triász alapszelvény legalján dolomit és mikrites mészkő breccsája rétegszerűen váltakozni látszik. Fölfelé a vékonypados–pados, tűzkőlencsés dolomit egyre összeállóbb. Az alapszelvényárok magasabb szakaszán, 10–190° irányú szelvényben (1. falszakasz), már a pados kifejlődésű, tűzkőgumós, meszes dolomitban rajzolódik ki a mindenki által leírt nagy antiklinális (6. kép). A párhuzamos redő magja teljesen összetört, a bazális szakítási felület ma már nem látszik, törmelék takarja. A redő központi része 90° nyílású térdránc (kink), hullámzóan hajladozó szárnyai 320/10° és 190/80° átlagdőlésűek, a tengelyfelület dőlése 30/45° (7. kép). Kifelé fokozatosan hengeres redőbe fejlődik



6. kép. A felső bányaudvarban látható antiklinális ÉNy felől (1992)
Picture 6. *The anticline in the upper yard from the North-West (1992)*



7. kép. A 6. képen látható redő magja (2013)
Picture 7. *The core of the visible fold (2013)*



8. kép. Déli dőlésű vékonypados (10–30 cm) tűzköves dolomit a bányafal felső részén
Picture 8. *Bedded cherty dolomite (10–13 cm thick beds) dipping to the South in the upper part of the wall*

át, az alapszelvényárok ennek északi, lapos szárnyát tárja fel. Itt a padok dőlése nagyon tág redőkben, 220/10° – 280/5° – 40/20° közt hullámzik. A bányafal teraszán vékonypados (10–30 cm) dolomit van (8. kép), ebben a vörösbarna tűzkőgumósorok is kirajzolják a 180/30° dőlést. Az árok legfelső szakaszán a tűzköves dolomit laminites jellegű, ez a változat a DNy-ra néző nagy fal tetején is látható.

Sajnos, az árok nem tárja fel a triász legfelső részét és az eocénnel való érintkezést, utóbbit a bányafal tetején is fiatal törmelék takarja.

Az alapszelvénytől délre következő 2. falszakasz 160–340° irányú. Északi részén a redő meredek dőlésű DNy-i szárnya van (l. 6. kép), a vékonypados dolomit erősen töredezett rétegei 200/70° átlagdőlésűek, néhol tovább hajlanak 20/80°-ig. Az előbbi felületen helyenként 290/80° irányú csúszási karcok észlelhetők (réteglap menti csúszás; 9. kép). A 75. sz. mintajeltől D-re apró, vörös és fekete tűzkőszilánkos dolomitpad települ, látszólag része a rétegsornak. Ettől D-re kezdődik a sárgára mállott dolomárga, fekete tűzköves (laminitszerkezetű), lemezes dolomit-közbetele-



9. kép. Csúszási karcok a DNy-ra néző réteglapon (2006)
Picture 9. *Slip striae on the south-west facing bedding plane (2006)*

pülésekkel. A márgában szürke színű réteg is van nagyon szűk hegyes redőkbe gyűrt állapotban. A dolomitlemezekből mérhető domináns dőlés 210/80–85°, az apró, kihegyesedő, szűk redők visszahajló szárnya 40/60° dőlésűnek mutatkozik. A gyüredezés dél felé egyre erőteljesebb, a dolomitrétegek teljesen összetörtek (10. kép), nagyon sok a kifényezett felületű fekete tűzkő (ez lehet a korábbi leírások szerinti szénpala, míg a szürke a szenes márga).



10. kép. A dolomitréteg széttört darabjai erősen préselt, gyüredezett márgában a 2. falszakaszon É felől

Picture 10. *The broken pieces of the dolomite bed in compressed and folded marl in wall section No. 2, viewed from the North*

Ez a rész jobban tanulmányozható a következő, 110–290° irányú 3. falszakasz ÉNy-i felében (ezt tulajdonképpen a K felől lefutó, a korábbi szerzők által is leírt 20/70° dőlésű repedés (11. kép) határozza meg, annak folytatása). A repedés talpra érésétől ÉNy-ra a lemezes rétegzés gyűrt, 40/60° dőlése kifelé (DNy) fokozatosan 210/80° átlagú lesz (12. kép).

A fal külső oldalán fekete tűzkőrétegekből 120/15° lineáció rajzolódik ki. A világosszürke márgaréteg durvafrakciója dolomithomok, kevés kvarcszilánk, az ülepítéssel leválasztott finomfrakciójának röntgendiffraktogramos összetétele: illit-montmorillonit 4%, illit 11%, kaolinit 21%, kvarc 33%, kalcit 6%, Fe-dolomit 23% amorf 1%, anatáz 1%. A viszonylag magas kaolinittartalom mállott savanyú vulkáni anyag hozzákeveredését jelzi.

A repedés után a fal ismét kanyarodik (4. falszakasz), iránya nagyon hullámzóan 150–330°. Kevés agyagmárgát is tartalmazó dolomitbreccsa alkotja, az osztályozatlan töredékek zömmel szögletesek, ritkán fordul elő koptatott szemcse. Benne 120–300° csapásirányú elválások zömmel 210° felé dőlő, nagyon meredek állású vékonypadosságot rajzolnak ki. Ezek az elválási felületek a repedés fölött áthajlanak az előző falszakasz irányába (11. kép). A fal tetején a breccsásan feltöredezett dolomit meghajlított rétegei láthatók (13. kép) míg lent, a bányafalról lehullott törmelék alól több ponton kissé sárgás szürkésfehér színű, lemezesre préselt dolomitbreccsa bukkan fel (14. kép). Ez a breccsa lehet a dolomit eocénkori szárazulaton fellazult felszíne.



11. kép. A feltolódásként értelmezett repedés (nyíl) (2011)

Picture 11. *The fracture interpreted as a reverse fault (arrow) (2011)*



12. kép. 3. falszakasz ÉNy-i része DK felől (2011)

Picture 12. *The north-western part of wall section No. 3, viewed from the South-East (2011)*

A szakasz közepén a fal tövében kis eocén mészkőtest maradt vissza, anyaga sárga márgaközös, gumós kifejlődésű, nummuliteszes–discocyclinás mészkő. Keleti határa után 80 cm vastagságú, 240/80°–250/75° közt változó, a falakkal párhuzamos finomrétegzésű agyagos–finomhomokos aleurit következik (15. kép). Tetején kb. 10 cm átmenetet alkotva mészmárga–márga tartalmú mészkőlemezek, -lencsék települnek bele. Az innen vett minta iszapolási maradéka sok süntüsketöredéket tartalmazott.



13. kép. A fal tetején a breccsásan feltöredezett dolomit meghajlított rétegei

Picture 13. *The bent layers of brecciated dolomite on the top of the wall*



14. kép. Préselt, lemezes elválású dolomitbreccsa, szárazföldi törmelék a 4. falszakasz ÉNy-részének alján (2006)

Picture 14. *Compressed, laminated dolomite breccia and terrigenous debris at the bottom of the north-western part of wall section No. 4 (2006)*



15. kép. A triász–eocén érintkezés, a dolomitbreccsa (jobbra) és a nummuliteszes mészkő (balra) közé települt finomrétegzett agyagos aleurit a 4. falszakasz közepén (1995)

Picture 15. *Thin-bedded clayey silt at the Triassic-Eocene contact, i.e. the dolomite breccia (right) and the nummulitic limestone (left) in the middle of wall-section No. 4 (1995)*

A falszakasz tetején a triász dolomit erodált felszíne és az arra települő eocén kezdőtagja látható (a 7. kép közepén). Az egykori kis mélyedésbe vastagabban beülepedő agyagos, finomhomokos aleurolit rétegzése már 135° felé dől. Az ebben látható nagy tömbök közül az északabbi (felső) a triász dolomit kibillent darabja, a többi a rátelepülő eocén mészkő megcsúszott, ezáltal szétszakadozott és tömbösen belekeveredett anyagából áll. A bányafal hátsó részén ezt a mészkövet kifejtették, a lefolyó törmelék alatt dolomittöredékes agyag van, csupán fent, az álló falakban maradt meg a nummuliteszes–discocyclinás mészkő. Az uralkodó dőlés itt már 140/30°.

Következtetések

A szerkezeti kép tehát a következőképp vázolható: a repedés a triászon belül van, elmozdulás mellette nem bizonyítható, mindenesetre a triász–eocén érintkezést láthatóan nem mozdítja el, joggal feltételezhető késő-eocén előtti létrejötte. A Ny-i fal előtti eocén mészkőtömb nem gravitációsan került mostani helyzetébe, ennek ellentmond érintetlen, folyamatos rétegsora, ugyanakkor a közel függőleges állása kizárja az eredeti települési helyzet lehetőségét.

Az ÉNy-i falsarokban levő 120/15° tengelyvonalú redő meredek DNy-i szárnya hozzávetőlegesen párhuzamos a fal tövében észlelhető triász–eocén érintkezéssel (a bánya az eocén mészkő elfogytával leállt, bár a párkányon láthatóan kísérleteztek a triász dolomit fejtésével is).

A triász tömb különösebb kibillenés nélkül, csaknem vízszintes helyzetben érte meg a késő-eocént. Erodált (karsztosodott) felszínére vékony terresztrikus üledék rakódott, majd a triász tömb megsüllyedt, elöntötte a tenger. Hogy a teljes késő-eocén–oligocén rétegegyüttes meglehetett itt is, csak a fiatal erózió lepusztította, az általános fejlődéstörténeti képen kívül a Mátyás-hegy nyergében (épületalapozásokban) feltárt, NP 22 zónába tartozó Budai Márga is jelzi. A lepusztításra utal az alsó bányaudvar északi falában, eocén mészkőben levő hévizes üreg kitöltőanyagából kimutatott NP 22 zónára és NP 22/23 zónahatárra jellemző (kevert) nannoflóra (NAGYMAROSY A. szíves határozásai).

A teljes triász–paleogén rétegegyüttes párhuzamos redővel meggyűrődött, a DNy-i szárny 120–300° tengely mentén az ÉK-ihez képest flexúraszerűen 40–50 m-rel lehajlott. Miután plasztikus alakváltoztatásról van szó, ez a rész megfelelően szigetelő fedő alatt nagyobb mélységben volt, a gyűrődés oligocén véginél idősebb nem lehet. Ez a redőtípus kompressziós erőhatáshoz kötött, de a körülmények regionális gyűrődést nem okoznak, mert az egyes tömbök kiemelkedéssel-besüllyedéssel (tágabb értelemben vett aláfölétolódással) képesek az erőhatás elől kitérni, alakváltoztatás csupán keskeny zónákban lesz. Erősebb kompresszió esetén ezek a zónák pikkelyesen felszakadhatnak.

A terület DK-i rétegdőléssel jellemezhető kibillenése gyűrődés utáni. Pontosabb korát megfelelő fedőüledék hiányában nem lehet meghatározni. Némi támpont, hogy a hévizes tevékenység első fázisában képződött kalcit–barittelérek még kibillent helyzetűek, míg a pleisztocén időszakra tehető második fázisban kioldódott nagyméretű barlangjáratok függőleges állásúak.

A triász–eocén érintkezés még a felső udvarban eléri a bányatalpat, a helyzet alapján várható lenne, hogy az alsó, mélyebb helyzetű bányaudvarban is kibukkan. Azonban ennek É-i falát és a K-i fal alsó részét hévizes üregekkel tagolt Szépvölgyi Mészkő alkotja. Magyarázat lehet a hozzávetőlegesen a két udvar közötti fal folytatásában, a K-i fal felső részén látható több méter széles, meredek állású, nagy tömbökből álló breccsazóna (16. kép), a réteghajlásokból megítélhetően vető (e mentén jelenhet meg a Tűzoltó-barlangrészben a triász dolomit). Az elmozdulás nagysága nem mérhető, de jelentős lehet, a D-i oldalon a (felső udvarban még nem is látható) discocyclinás mészkő / bryozoás márga határt a barlang IV-es és III-as bejáratai jelölik ki.



16. kép. A felső és az alsó bányaudvar közötti breccsazóna Ny felől
Picture 16. *The breccia zone between the upper and the lower yards from the West*

Irodalom — References

BALLA, Z. & DUDKO, A. 1990: Folded Oligocene beds in Budapest. — *Acta Geologica Hungarica* **33/1–4,** 31–42.

BALLA Z. & DUDKO A. 1994: Gyűrt paleogén rétegek a Gellérthegyen (Folded Paleogene beds on Gellért Hill, Budapest). — *Földtani Közlöny* **120/3–4,** 181–191.

FODOR, L., MAGYARI, Á., KÁZMÉR, M. & FOGARASI, A. 1992: Gravity-flow dominated sedimentation on the Buda paleoslope(Hungary): Record of Late Eocene continental escape of the Bakony unit. — *Geologische Rundschau* **81/3,** 695–716.

FODOR L. 1995: Késő eocén szinszediment vető a Mátyás-hegyen. — In: FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A. & PALOTÁS K.: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése (Tertiary tectonics and Late Paleogene sedimentation in the Buda Hills, Hungary. A new interpretation of the Buda Line). — *Földtani Közlöny* **124/2,** 190–193.

HOFMANN K. 1871: A buda-kovácsi hegység földtani viszonyai. — *A m. kir. Földtani Intézet Évkönyve I,* 199–273. Pest. (Die geologischen Verhältnisse des Ofener-Kovácsier Gebirges. — *Mitteilungen aus dem Jahrbuch der k. ung. geologischen Anstalt* I, 149–235.

JASKÓ S. 1948: A Mátyáshegyi-barlang (A new cave in the Mátyás-hill near Budapest). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése. B) Beszámoló a vitaülésekről* **10,** 133–155.

KOCH A. 1906: Társulati ügyek. Előadások 1906. szeptember hó 5-én. — *Földtani Közlöny* **36/10–12,** 431–432.

KOZUR, H. & MOCK, R. 1991: New Middle Carnian and Rhaetian Conodonts from Hungary and the Alps. Stratigraphic Importance and Tectonics Implications for the Buda Mountains and Adjacent Areas. — *Jahrbuch der Geologische Bundesanstalt* **134/2,** 271–297.

LÓCZY L. 1907: Társulati Ügyek. Előadások 1907. november 6-án. — *Földtani Közlöny* **37/9–11,** 376–378.

LŐRENTHEY I. 1907: Vannak-e juraidőszaki rétegek Budapesten? (Are there Jurassic beds near Budapest?) — *Földtani Közlöny* **37/9–11,** 359–368.

ORAVECZ J. 1982: A Budai-hegység triász időszaki alapszelvényei. I. — *Kézirat,* Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, MÁFI T:11 224. 42 p.

ORAVECZ J. 1983: A Budai-hegység triászidőszaki alapszelvényei. II. — *Kézirat,* Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, MÁFI T:12 264. 45 p.

PÁVAI VAJNA F. 1934: Új kőzetelőfordulások a Gellérthegyen és új szerkezeti formák a Budai hegyekben (Neue Gesteinvorkommen am Gellért-Berg und neue tektonische Formen im Budaer Gebirge). — *Földtani Közlöny* **64/1–3,** 1–11.

PETERS, K. 1857: Geologische Studien aus Ungarn. — *Jahrbuch der k.k. geologischen Reichsanstalt* **8,** 308–334. Wien.

SCHAFARZIK F. 1902: Budapest és Szt. Endre vidéke XX. rovat 15. zóna jelű lap (1:75 000). — *Magyarázatok a m. korona országainak részletes földtani térképéhez.* 60 p.

SCHAFARZIK F. 1929: Kirándulás a Pálvölgybe és a Mátyáshegyre. — In: SCHAFARZIK F. & VENDL A. (szerk.): *Geológiai kirándulások Budapest környékén.* A m. kir. Földtani Intézet kiadása, 96–104.

SCHRÉTER Z. 1958: Budapest és környékének geológiája. Másodkor. Triász. — In: PÉCSI M. (szerk.): *Budapest természeti képe.* Akadémiai Kiadó, Budapest, 33–47.

VADÁSZ E. 1953: *Magyarország földtana.* — Akadémiai Kiadó, Budapest. 402 p.

VADÁSZ E. 1960: *Magyarország földtana.* 2. átdolgozott és bővített kiadás. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 646 p.

VENKOVITS I. 1952: Barlangok fejlődésének dialektikája (The Pálvölgy cavern). — *Hidrológiai Közlöny* **32/5–6,** 197–204.

WEIN Gy. 1973: A Budai-hegység fejlődéstörténete és tektonikája. — In: BÁLDI T., KRIVÁN P., VÉGH S.-NÉ, WEIN Gy.: Kirándulásvezető a Budai-hegységben 1973. IV. 27. MFT Kiadvány, 30 p.

WEIN Gy. 1974: A Budai-hegység tektonikája (Tectonics of the Buda Mountains). — *Földrajzi Közlemények* **22(98)/2,** 97–112.

WEIN Gy. 1977a: *A Budai-hegység tektonikája.*— A MÁFI alkalmi kiadványa, 76 p.

WEIN Gy. 1977b: A Budai-hegység szerkezete (Tectonics of the Buda Mountains). — *Földtani Közlöny* **107/3–4,** 329–347.

Kézirat beérkezett: 2013. 01. 21.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
143/3, 239–250., Budapest, 2013

A budai Mátyás-hegy bryozoás márga összletébe települt vulkanogén képződmény kőzettani-vulkanológiai vizsgálata

BIRÓ Tamás[1], JÓZSA Sándor[2], KARÁTSON Dávid[1], SZENTHE István[3]

[1]Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természetföldrajzi Tanszék, 1117, Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C
e-mail: tbiro.geogr@gmail.com
[2]Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, 1117, Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C
[3]KBFI-Triász Kft., 1155 Budapest, Vág utca 31.

The petrographical and volcanological investigation of the volcanogenic formation embedded in the bryozoan marl formation in the Mátyás Hill (Buda Hills, North Hungary)

Abstract

This study documents the basic volcanic-sedimentary and petrographical features of the volcanogenic layer (according to our genetic interpretation: volcanogenic sandstone) embedded in Upper Eocene bryozoan marl at Mátyás Hill (Budapest). On the basis of the composition of the volcaniclastic layer (lithoclasts with a microholocrystalline, porphyric texture, pumice, quartz, carbonized feldspar, biotite, apatite, zircon, kaolinite) it is an altered product of silica-rich volcanism. The composition, the well-sorted grain size, the unrounded and shard-like grains, the maximum grain size (2,5 mm) and the widespread distribution of the volcanoclastic layer suggest a strongly explosive eruption at least several tens of kilometres far from the site of deposition. The provenance area of the pyroclastic material may have been an eruptive centre of the Eocene/Oligocene volcanic chain along the Periadriatic Lineament. The primer pyroclastic material was slightly resedimented by gravity-driven mass flows before diagenesis, thus the examined formation must be considered as a volcaniclastic layer, more precisely volcanogenic sandstone.

Keywords: Eocene–Oligocene, Periadriatic volcanism, volcanogenic sandstone, petrography, Mátyás Hill, Buda

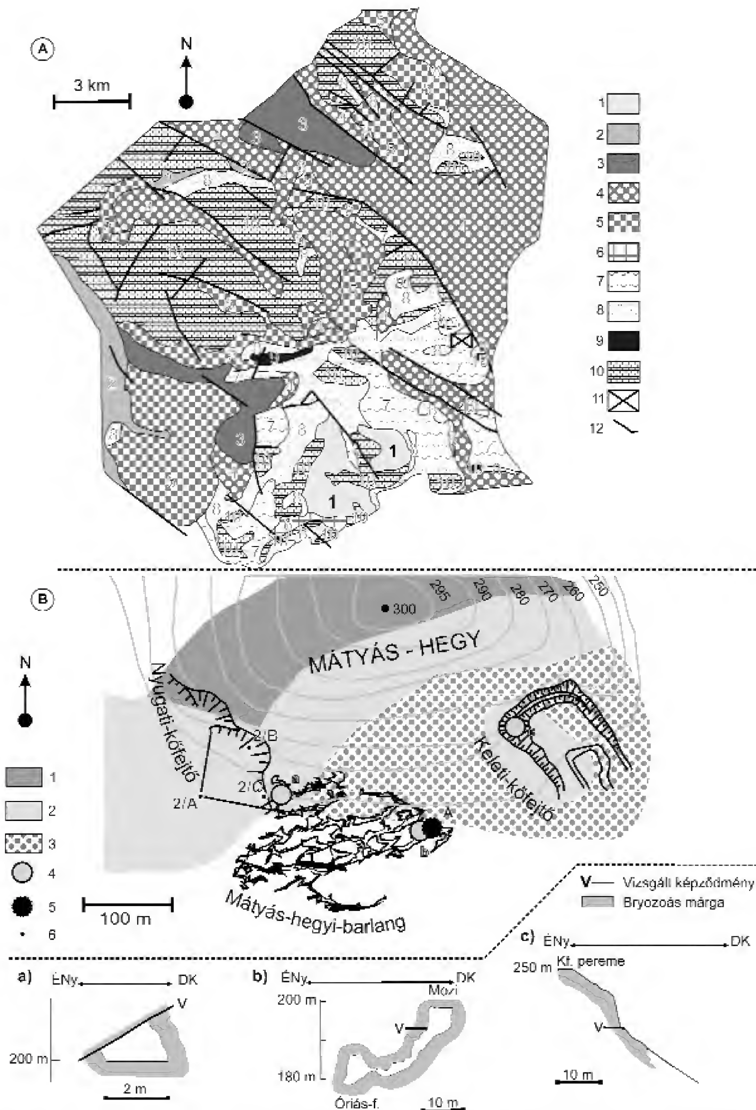
Összefoglalás

Tanulmányunk a budai Mátyás-hegyen feltárt, felső-eocén bryozoás márgába települő vulkanogén képződmény (genetikai meghatározásunk szerint vulkanoklasztit, vulkanogén homokkő) alapvető vulkanoszedimentológiai, kőzettani dokumentációja. Összetétele alapján (mikroholokristályos, porfíros szövetű litoklaszt, horzsakő, kvarc, karbonátosodott földpát, biotit, apatit, cirkon, kaolinit) a vulkanoklasztit szilíciumgazdag vulkáni tevékenység átalakult terméke. A képződmény összetétele, jó osztályozottsága, a szemcsék kerekítetlensége, szilánkossága, igen kicsiny legnagyobb szemcsemérete (2,5 mm) és nagy térbeli elterjedése a lerakódás helyétől legalább néhány tíz kilométer távolságban végbement, heves robbanásos kitörést valószínűsít. A piroklasztanyag valószínűleg a Periadriai-vonal menti eocén– oligocén vulkáni ív valamely kitörésközpontjából származik. Értelmezésünk szerint az elsődleges piroklasztanyag vízbe hullás után, a diagenezis előtt gravitációs tömegmozgásokkal kis mértékben áthalmozódott, így a vizsgált képződmény vulkanogén homokkőnek tekinthető.

Tárgyszavak: eocén–oligocén, Periadriai-vulkanizmus, vulkanogén homokkő, petrográfia, budai Mátyás-hegy

Bevezetés

A Budai-hegység mezozoikumi magját a triász geoszinklinális trópusi, sekélytengeri fáciesű karbonátos üledékei jelentik (1. ábra, A; WEIN 1977, BÁLDI 1983, FODOR & KÁZMÉR 1989). A Budai-hegység területén — egyes irodalmi vélekedések szerint — a késő-triásztól a kora-eocénig nem történt tengeri üledékképződés (pl. BÁLDI 1983), a paleogén összletek feküjét a tűzköves-dolomitos kifejlődésű és a mészköves-dolomitos kifejlődésű, „megaloduszos", karni és nori képződmények adják (WEIN 1977, BÁLDI 1983). Az eocén transzgressziók rétegsora a felső-triász összletek — gyakran karsztosodott — felszínére települ (FODOR & KÁZMÉR 1989, FODOR et al. 1994). A



1. ábra. A – A Budai-hegység vázlatos földtani térképe a Mátyás-hegyi mintaterültet feltüntetésével WEIN (1977) és FODOR et al. (1994) alapján

1 – pliocén travertínó és homok, 2 – középső-miocén mészkő, 3 – felső-oligocén homokkő, 4 – alsó-oligocén Kiscelli Agyag, 5 – alsó-oligocén Hárshegyi Homokkő, 6 – alsó-oligocén Tardi Agyag, 7 – felső-eocén Budai Márga, 8 – felső-eocén mészkő, homokkő, konglomerátum, 9 – középső-eocén képződmények, 10 – triász aljzat, 11 – a Mátyás-hegy elhelyezkedése, 12 –fontosabb szerkezeti vonalak,

B – A Mátyás-hegy vázlatos térképe a mintavételi helyek feltüntetésével. Alaptérkép: WEIN (1977) és KÁRPÁT (1983)

1 – Triász aljzat, 2 – Felső-eocén nummulinás-dyscociclinás mészkő és bryozoás márga, 3 – Budai Márga, 4 – mintavételi hely nehézásvány vizsgálatokhoz, a – Bejárati-terem, b – Mozi-terem, c – (Dél-)Keleti-kőfejtő, 5 – mintavételi hely vékonycsiszolatos vizsgálatokhoz, 6 – fénykép készítési helye a felvétel sorszámával (lásd 2. ábra)

***Figure 1. A** – The Mátyás Hill area represented on the schematical geological map of the Buda Mountains. Basemap after WEIN (1977) and FODOR et al. (1994)*

1 – Pliocen travertino and sand, 2 – Middle Miocene limestone, 3 – Upper Oligocene sandstone, 4 – Lower Oligocene Kiscell Clay, 5 – Lower Oligocene Hárshegy Sandstone, 6 – Lower Oligocene Tard Clay, 7 – Upper Eocene Budai Marl, 8 – Upper Eocene limestone, sandstone, conglomerate, 9 – Middle Eocene formations, 10 – Triassic basement, 11 – The locality of Mátyás Hill, 12 – Main structural lines,

B – The sketch map of the Mátyás Hill with the sampling sites. Basemap after WEIN (1977) and KÁRPÁT (1983)

1 – Triassic basement, 2 – Upper Eocene nummulinás-dyscociclinás limetsone ands bryozoic marl, 3 – Buda Marl, 4 – sample point for heavy mineral, a – Bejárati-terem, b – Mozi-terem, c – (Dél-)Keleti-kőfejtő, 5 – sample point for thin sections, 6 – locality of pictures with the no, of pictures (see Figure 2)

Budai-hegység felső-eocén, priabonai képződményei — a keletkezésükkor jellemző vízmélység alapján — három formációba sorolhatók (Wein 1977, Báldi 1983, Fodor & Kázmér 1989). A késő-eocén transzgresszió legelső képződményeit a triász karbonátos összletek lepusztulástermékeiből álló — főleg abrázióval, alárendelten folyóvízi erózióval áthalmozott — konglomerátumok, breccsák (felső-eocén alapkonglomerátum) jelentik (Horváth & Tari 1987, Fodor et al. 1994). A fokozatosan mélyülő medencében ezt követően litorális fáciesű nummuliteszes–discocyclinás mészkő (Szépvölgyi Mészkő Formáció), majd fokozatos átmenettel bioklasztban gazdag bryozoás márga (neritikus, 30–100 m ülepedési mélységű) rétegek képződtek (Báldi 1983, Monostori 1987, Fodor & Kázmér 1989). A medence további mélyülésével a sekély-bathiális fáciesű Budai Márga Formáció rétegei alakultak ki (Báldi 1983, Monostori 1987, Fodor & Kázmér 1989).

A Budai paleogén medence mindhárom felső-eocén üledékes formációja tartalmaz vulkáni eredetű betelepüléseket (I. táblázat, Szabó 1858, 1879; Hantken 1880;

1. táblázat. A Budai-hegység felső-eocén képződményeibe települő vulkanogén kőzetek jellemzői

Table 1. *The characteristics of the volcanogenic rocks embedded in the Upper Eocene formations of the Buda Mountains*

Forrás	Feltárás	Befoglaló formáció	Kőzet	Megj.	Mod. összetétel
Szabó 1858	Budakeszi II árok	Felső-eocén „Alapkongl."	„Trachyt"	VK	
Hofmann 1871	Kis- , Nagy-kálváriahegy	Felső-eocén „Alapkongl."	„Trachyt"	VK	Fp, Hb, Aug, Mag, [Kal]
	Lucker-hegy déli lejtője	Budai Márga (Bryozoás)	„Trachyt"	VK	
	Széchenyi-hegy északi lejtője	„Nummuliteszes mészkő" (SzMK)	„Trachyt"	VK	
	Kis-kálváriahegy (Budaörs)	Budai Márga (Bryozoás)	„Trachyt"	VK	
Szabó 1879	Nagykovácsi mellett	„Nummuliteszes mészkő" (SzMK)	„Kvarctrachyt"	P	–
Schafarzik 1877	Nagykovácsi mellett	„Nummuliteszes mészkő" (SzMK)	„Trachyt"	P	Fp, Q, Bt, Amf, Mag,
Hofmann 1879	Budakeszi mellett	Felső-eocén „Alapkongl."	„Biotit-ortoklász-kvarc-trachyt"	VK	Fp, Q, Bt
	„Buda-Szépárok" (Szépvölgy)				
	Zugliget				
Koch 1908	Róka-hegy, K-i kf.	„Orbitoidás mészkő" (SzMK)	„Trachyt"	VK	Fp (Szan), Amf
	Diana út mellett (Bp. XII. ker.)	Budai Márga (Bryozoás)	„Kvarctrachyt"	P	Fp, Q, Bt, Mag
	Kis-Svábhegy	Budai Márga	„Trachyt"	P	Fp (Ort),Q, Bt, Amf
	KSH park	„lemezes palás márga"	„Trachyt"	P	Q, Bt, Mag, [Kao]
Pávay Vajna 1912	Mátyás-hegy, keleti kőfejtő	Bryozoás márga	Riolit	P	Q
Löwy 1928	Kis-Svábhegy	Bryozoás márga	Riolit	P	Fp (Ort), Q, Bt
Horusitzky & Vigh 1933	Páfrány út, kőfejtő (Bp. II. ker.)	Budai Márga (Bryozoás)	„Plagioklászriolit"	P	Fp, Q, [Lim, Mus, Klo, Kal]
	Ferenchalom, kőfejtő	Felső eocén „Alapkongl."		VK	Fp, Q, Cir, [Kal, Pir]
Székyné Fux & Barabás 1953	Róka- hegy, K-i kf.	„Orbitoidás mészkő" (SzMK), Budai Márga	Amfibolandezit	P	Pl, Hb, BAmf
	Budakeszi mellett	„Nummuliteszes mészkő" (SzMK)	Andezit	P	–
	Kálvária-hegy (Budaörs)	„Nummuliteszes mészkő" (SzMK)	Andezit	P	
	Budakalász 2 fúrás 176,08 176,5 m	„Nummuliteszes mészkő" (SzMK)	Biotitandezit	P	Pl, Q, Bt, Mag, Cir, Ap
Jámbor 1955	Nagykovácsi mellett	„Nummuliteszes mészkő" (SzMK)	Riolit	P	
Wein 1977	Kő-hegy (Budaörs)	Felső– eocén „Alapkongl."	Andezit	P, VK	–
Balogh é.n.	Antal-árok (Nagykovácsi)	„Nummuliteszes mészkő" (SzMK)	„Trachyt"	P	Pl (Ort), Q, Bt, Aug, Mag
Horváth & Tari 1984	Kálvária-hegy, Kő-hegy (Budaörs), Róka-hegyi-kőfejtő	Felső-eocén „Alapkongl."	Andezit	P, VK	Pl, Hip, Bt, Ilm, Grá, [Klo, Q, Rut]
			Riolit	P, VK	Pl, Q, Bt, (Q, Kal, Lim, Opk)

SZMK – Szépvölgyi Mészkő Formáció; „Trachyt? – Andezit; „Kvarctrachyt? – Riolit; VK – vulkanogén konglomerátum, breccsa; P – piroklasztit, áthalmozott piroklasztikum; Fp – Földpát; Szan – Szanidin; Ort – Ortoklász; Q – Kvarc; Hb – Hornblende; BAmf – Barnaamfibol; Amf – Amfibol; Aug – Augit; Bt – Biotit; Mag – Magnetit; Cir – Cirkon; Ap – Apatit; Ilm – Ilmenit; Grá – Gránát; Kal – Kalcit; Hip – HipersztènKao – Kaolnit; Lim – Limonit; Mus – Muskovit; Kal – Kalcedon; Pir – Pirit; Rut – Rutil

SZMK - Szépvölgy Limestone Formation, "Trachyt" – Andesite, "Kvarctrachyt" – Riolite, VK – Volcanogenic conglomerate, breccia, P – Pyroclastit, Resedimented pyroclastit, Fp – Földspart, Szan – Sanidin, Ort – Ortoclas, Q – Quartz, Hb – Hornblende, BAmf – Brown amphibole, Amf – Amphibole, Aug – Augite, Bt – Biotite, Mag – Magnetite, Cir – Zircon, Ap – Apatite, Ilm – Ilmenite, Grá – Garnet, Kal – Calcite, Kao – Caolnite, Lim – Limonite, Mus – Muscovite, Kal – Chalcedon, Pir – Pirite, Rut – Rutile

HOFMANN 1871, 1879; SCHAFARZIK 1877; KOCH 1908; PÁVAY VAJNA 1912; LŐWY 1928; HORUSITZKY & VIGH 1933; SZÉKYNÉ FUX & BARABÁS 1953; SZÉKYNÉ FUX 1957; JÁMBOR 1955; WEIN 1977; HORVÁTH & TARI 1984, 1987; KUBOVICS 1985; KUBOVICS et al. 1990). Ezek részben az ún. felső-eocén „alapkonglomerátumba” települt vulkanogén breccsákat, konglomerátumokat, másrészt a fokozatosan kimélyülő medence üledékes képződményeibe települt — valószínűleg áthalmozott — piroklasztitokat jelentik (pl.: WEIN 1977). A felsorolt nagyszámú tanulmány ellenére, amely a Budai-hegység felső-eocén rétegsorában megfigyelhető vulkanoklasztitokat ismerteti (I. táblázat) vulkanológiai szempontú vizsgálatra csak ritkán került sor (pl.: HORVÁTH & TARI 1984, 1987; KUBOVICS 1985, KUBOVICS et al. 1990). A képződmények újravizsgálatának fontosságát az is indokolja, hogy — az alapkonglomerátum vulkanogén anyagán kívül — a vulkáni betelepülések leírásai nem mindig utalnak a kőzetek modális összetételére, illetve ha igen, akkor legtöbbször csupán makroszkópos megfigyelések alapján (I. táblázat). Ez alól csak néhány tanulmány jelent kivételt: LŐWY (1928), iszapolás után sztereomikroszkópos vizsgálat; HORUSITZKY & VIGH (1933), HORVÁTH & TARI (1984, 1987 — vékonycsiszolatok vizsgálata polarizációs fénymikroszkóppal. A Mátyás-hegy térségében feltáruló vulkanogén képződményről — hasonlóan a legtöbb budai-hegységi, felső-eocén piroklasztithoz — mindezidáig nem készült kőzettani-vulkanológiai szempontú leírás. A képződményt elsőként PÁVAI VAJNA (1912) említette, makroszkópos megfigyelései alapján riolittufaként, de a betelepülés megjelenésén és kvarctartalmán kívül más jellemzőt nem közölt. SZÉKYNÉ & BARABÁS (1953) szerint a PÁVAI VAJNA (1912) által ismertetett betelepülés valószínűtlen, hogy riolittufa lenne, ők dunántúli-középhegységi analógiák alapján biotitandezit-tufaként határozták meg. Véleményük szerint a tufából leírt nagy mennyiségű kvarc allotigén kőzetalkotó.

Jelen tanulmány célja, hogy a budai Mátyás-hegy bryozoás márga összletében feltáruló vulkáni betelepülést vulkanoszedimentológiai és petrográfiai jellemzőit részletesen bemutassuk, és következtetéseket vonjunk le a képződmény eredetére vonatkozóan.

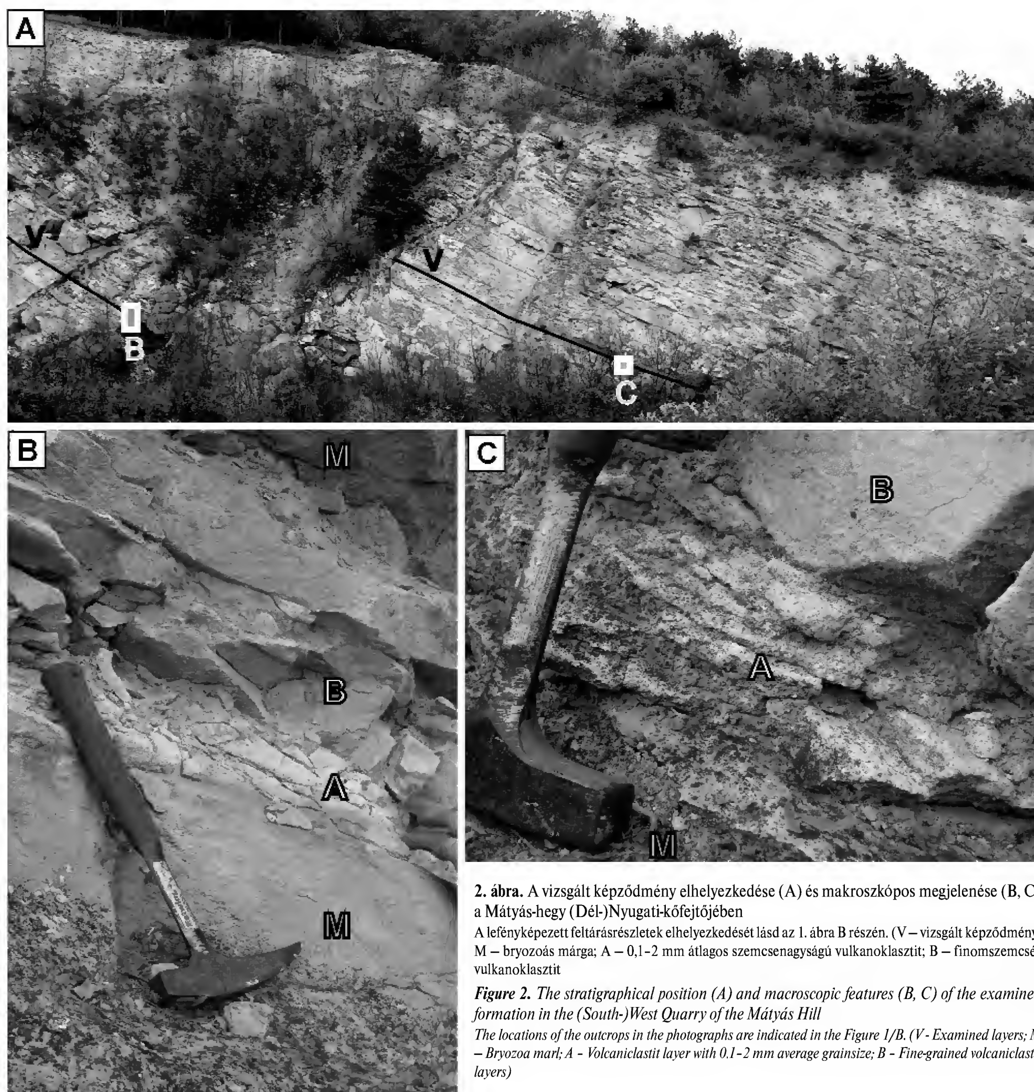
A Mátyás-hegyen feltáruló vulkanogén képződmény

A budai Mátyás-hegy túlnyomórészt felső-eocén képződményeket tartalmazó rétegsora a hegy két kőfejtőjében (Nyugati-, Keleti-kőfejtő) és a Mátyás-hegyi-barlangban is feltárul (1. ábra, B). A paleogén üledékek feküjét a Nyugati-kőfejtőben és a barlangban kibukkanó tűzköves triász mészkő jelenti (BODA & MONOSTORI 1972). A priabonai rétegsor foraminiferás (nummulinás) mészkővel kezdődik, amelyre fokozatos átmenettel discocyclinás–bryozoás, majd bryozoás márga települ (BODA & MONOSTORI 1972, WEIN 1977). Ez a kezdeti — néhány tíz méter mélységű — ülepedési környezet kimélyülését jelzi néhány száz méter mélységűre (FODOR & KÁZMÉR 1989). A Nyugati-kőfejtőben FODOR et al. (1992, 1994) olyan ülepedéssel egyidejű tektonikus események nyomait, illetve a puha üledék deformációs jelenségeit mutatták ki, amelyek a Mátyás-hegyi felső-eocén üledékek gyakori, lejtő menti áthalmozódását bizonyítják. A fokozatosan mélyülő medencében az ülepedéssel egyidejű szerkezeti mozgások a még konszolidálatlan karbonátos üledékek áthalmozódását eredményezték. A meredek paleolejtőn végbement áthalmozódási jelenségek a teljes mátyás-hegyi felső-eocén rétegsort végigkísérik (FODOR et al. 1994).

A vizsgált betelepülés a Mátyás-hegyi-barlang több pontján, illetve a Mátyás-hegy két kőfejtőjében (Délkeleti-, Délnyugati-kőfejtő) tárul fel (1. ábra, B). A képződmény alatt és fölött is barna árnyalatú, sárga színű, bryozoás márga települ minden feltárásban (2., 3. ábra). A betelepülés alsó réteghatára rendkívül éles, a felső határa átmeneti jellegű (2., 3 ábra). A képződmény makroszkópos megjelenése mind a barlangi, mind a külszíni feltárásokban egységes (2., 3. ábra), vastagsága 10–18 cm között változik. Szemcsenagyság alapján több rétegre osztható (2., 3. ábra). A betelepülés legvastagabb részét az éles alsó réteghatár feletti, uralkodóan 1–2 mm szemcsenagyságú (legnagyobb szemcse átmérője: 2,5 mm) réteg alkotja, amelynek vastagsága 8–12 cm. Gradáció nem mutatható ki a rétegben. A szemcsék közti mátrix részaránya kb. 40%. E felett 2–3 cm vastagságú, finomszemcsés rétegek települnek, amelyekben 1–2 mm átmérőjű szemcsékből álló lencsék figyelhetők meg. A betelepülés felső réteghatára nem éles, fokozatos átmenet figyelhető meg a fedő bryozoásmárga-rétegbe, amelyben elszórtan még jelen vannak a vulkáni szemcsék.

Vizsgálati módszerek

A vulkáni betelepülés alapvető dokumentációjához a mintákat a barlang termeiből (Bejárati-, Óriásfolyosó-, Mozi-terem) gyűjtöttük be (1. ábra, B). Kompakt, rétegfelszínre merőlegesen vágható, nagyméretű minták vételére ugyanis csak a barlangi feltárásoknál nyílt lehetőségünk, mivel a képződmény a felszínen rosszabb megtartású. A vizsgált képződmény mind a kőfejtőkben, mind a barlangban egységes megjelenésű (azonos vastagságú, szerkezetű, szemcsenagyságú), egyértelműen követhető, így a barlangi minták jól reprezentálják a vulkanoklasztitot. A betelepülés kőzettani jellemzését vékonycsiszolatok alapján és nehézásvány-preparátumok polarizációs és sztereomikroszkópos vizsgálatával végeztük. A petrográfiai jellemzőket négy — a betelepülés teljes vastagságát reprezentáló — vékonycsiszolat alapján rögzítettük, amit a Mozi-teremből begyűjtött mintából készítettünk (1. ábra B). A nehézásványszemcséket a 0,063–0,125 mm, illetve 0,125–0,250 mm mérettartományban vizsgáltuk négy mintában (Délkeleti-kőfejtő, barlang: Bejárati-, Mozi-terem), iszapolásos diszpergálás, nedves szitálás, majd bromoformmal (tribróm-etán) történt leválasztás után (1. ábra, B). Mind a négy nehézásvány-leválasztást a jellemzően 0,1–2 mm szemcsenagyságú „A”



2. ábra. A vizsgált képződmény elhelyezkedése (A) és makroszkópos megjelenése (B, C) a Mátyás-hegy (Dél-)Nyugati-kőfejtőjében

A lefényképezett feltárásrészletek elhelyezkedését lásd az 1. ábra B részén. (V – vizsgált képződmény; M – bryozoás márga; A – 0,1-2 mm átlagos szemcsenagyságú vulkanoklasztit; B – finomszemcsés vulkanoklasztit

Figure 2. *The stratigraphical position (A) and macroscopic features (B, C) of the examined formation in the (South-)West Quarry of the Mátyás Hill*

The locations of the outcrops in the photographs are indicated in the Figure 1/B. (V - Examined layers; M – Bryozoa marl; A - Volcaniclastit layer with 0.1-2 mm average grainsize; B - Fine-grained volcaniclastit layers)

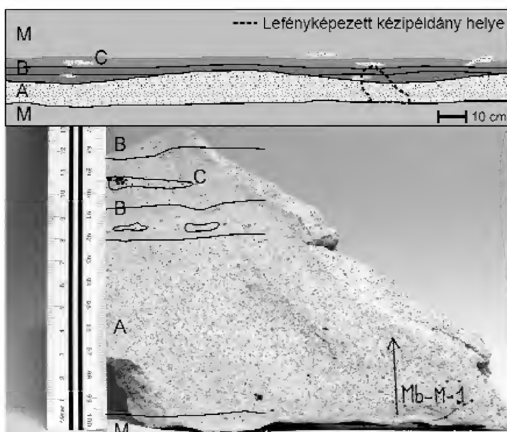
rétegből végeztük (2., 3. ábra). A kőzet szemcséit összecementáló alapanyagról az ELTE Ásványtani Tanszékén Lovas György készített röntgen-pordiffrakciós vizsgálatot.

Petrográfiai megfigyelések

Az ásvány- és kőzetszemcsék mérete alapján a teljes vulkáni betelepülés több rétegre osztható, hasonlóan a makroszkópos alapon végzett felosztáshoz (2., 3. ábra).

Ásványszemcsék jellemzői

A **kvarc**szemcsék részaránya átlagosan 20–35% a vulkáni betelepülés fő tömegét alkotó, jellemzően homok szemcsenagyságú rétegben (2., 3. ábra). A finomszemcsés rétegekben a kvarc részaránya átlagosan 3%. Az ásvány szemcséi az egyes rétegeken belül egyenletesen oszlanak el, csomósodás, kumulációk nem figyelhetők meg. A teljes betelepülésben megfigyelt legnagyobb szemcse 2,3 mm átmérőjű. A legkisebb szemcsék csupán néhány századmilliméter átmérőjűek. A kvarcszemcsék osztályozottsága rétegenként változik, legjobb a betelepülés fő tömegét alkotó —



3. ábra. A Mátyás-hegyi vulkanoklasztit-betelepülés szerkezete, makroszkópos jellemzői

A fénykép az 1. ábrán „A"-val feltüntetett Mozi-terem mintavételi helyről származó kézipéldányról készült. (M – bryozoás márga; A – 0,1-2 mm átlagos szemcsenagyságú vulkanoklasztit; B – finomszemcsés vulkanoklasztit; C – a finomszemcsés vulkanoklasztitben és a fedő bryozoás márgában lencseszerűen megjelenő, durvább szemcsés vulkáni anyag)

Figure 3. *The structure and macroscopic features of the volcaniclastic layer*

The photograph has taken from the hand specimen from the Mozi hall sampling site that are indicated with "A" in the Figure 1. (M - Bryozoa marl; A - Volcaniclastit layer with 0.1-2 mm average grainsize; B - Fine-grained volcaniclastit layers; C - Lenses containing coarse-grained volcanogenic materia in the fine-grained volcaniclastit layers and in the upper bryozoa marl)

makroszkóposan fehér alapanyagú — rétegben (4. ábra, A). Az ásvány szemcséi izometrikusak.

Optikai tulajdonságuk, alakjuk, illetve repedezettségük alapján a kvarcszemcsék két altípusra oszthatók (I., II. típus). A továbbiakban csak azon tulajdonságokat ismertetjük, amelyek a fentebb leírt „közös" jellemzőktől eltérnek az egyes altípusok esetén. A kvarcszemcsék döntő hányada (>95%) egyszerre kioltó (nem hullámos kioltású), csupán néhány esetben repedezett szemcse (I. típus; 4. ábra, B). Az ilyen típusú szemcsék két formában jelennek meg. A nagyobb — átlagosan 2 mm átmérőjű — szemcsék sajátalakúak, szögletesek. A kisebb szemcsék mindegyike töredékes, szilánkos megjelenésű. A sajátalakú — s egyben nagyobb méretű — szemcsék részaránya sokkal kisebb, mint a töredékeké. Az I. típusú szemcsékben folyadékzárványok nem figyelhetők meg. Egy szemcsében hosszúkás, oszlopos kifejlődésű apatitzárványok láthatók. Szinte minden nagyméretű I. típusú szemcsén megfigyelhető a magmás visszaolvadás (rezorbció) nyoma, amely a szemcsék szélein beöblösödéseket eredményezett. Egyes szemcsék esetén megfigyelhető, hogy a repedések mentén valószínűleg utólagos visszaoldódás történt, illetve a repedésekben esetenként másodlagos ásványként kalcit vált ki. Szembetűnő, hogy a magmás visszaolvadás nyomai csak a nagyobb (> 1 mm) kvarcszemcséken tanulmányozható, a kisebb, töredékes szilánkokon ez a jelenség csak a legritkább esetben figyelhető meg. Néhány I. típusú kvarcszemcsék belsejében, éles határral olyan mikrokristályos anyag figyelhető meg, amely szövetében hasonlít a lentebb ismertetett vulkáni kőzetszemcsék alapanyagához.

A kvarc másik típusát (II. típus, 4. ábra, C) hullámos (unduláló) kioltású szemcsék alkotják, amelyek további jellegzetessége, hogy repedésekkel sűrűn átjártak. E kvarcok szintén szögletesek, szilánkos megjelenésűek, átlagosan 1 mm nagyságúak. A II. típusú kvarcok repedései egyes szemcsékben irányított lefutásúak, egymással párhuzamosak. A szemcsékben gyakran figyelhetők meg kitüntetett vonalak — repedések — mentén dúsuló opak zárványok, amelyek néhány tized milliméter nagyságúak. A II. típusú kvarcok esetében csak ritkábban figyelhetők meg magmás visszaolvadásra utaló bélyegek.

A vulkanoklasztit-betelepülésben összesen három **földpát**szemcsét figyeltünk meg, amelyek részben (zónásan) kalcittá alakultak át (4. ábra, D). A kalcitosodott földpátok sajátalakúak, táblás megjelenésűek, sarkaikat kristálylapok tompítják. Az egyik kalcitosodott szemcse esetében rácsos szerkezet, illetve egykori egymásra merőleges hasadási vonalak láthatók. A zónás átalakulás alapján megállapítható, hogy valószínűleg plagioklászok voltak.

A kőzet fontos elegyrésze még az **apatit** és a **cirkon**, amelyek részaránya minden esetben kevesebb, mint 1%. Mindkét ásvány eloszlása homogén a vizsgált képződményen belül. Az apatitszemcsék átlagosan 0,1 mm hosszúságúak, méretük változatos. Sajátalakúak, koptatottság nyomai nem figyelhetők meg, némely szemcse töredékes. Az ásványszemcsék zömök, oszlopos megjelenésűek, megnyúlási arányuk 1:2–1:3 között változik. A szemcsék kioltása egyidejű, zónásság nem figyelhető meg. Az apatitok esetenként cirkonzárványokat tartalmaznak. A cirkon részaránya még az apatiténál is kisebb (csupán néhány szemcse). Az ásványszemcsék sajátalakúak, hosszúkás, oszlopos megjelenésűek. Az önálló ásványszemcseként megfigyelhető cirkonok, illetve a cirkonzárványok alakja megegyezik. Megnyúlási arányuk az apatiténál nagyobb. A szemcsékben nem figyelhetők meg sem zárványok, sem pedig zónásság.

A fenti ásványok önálló szemcsékként és az alább bemutatott kőzetszemcsék belsejében is megfigyelhetők.

Kőzetszemcsék jellemzői

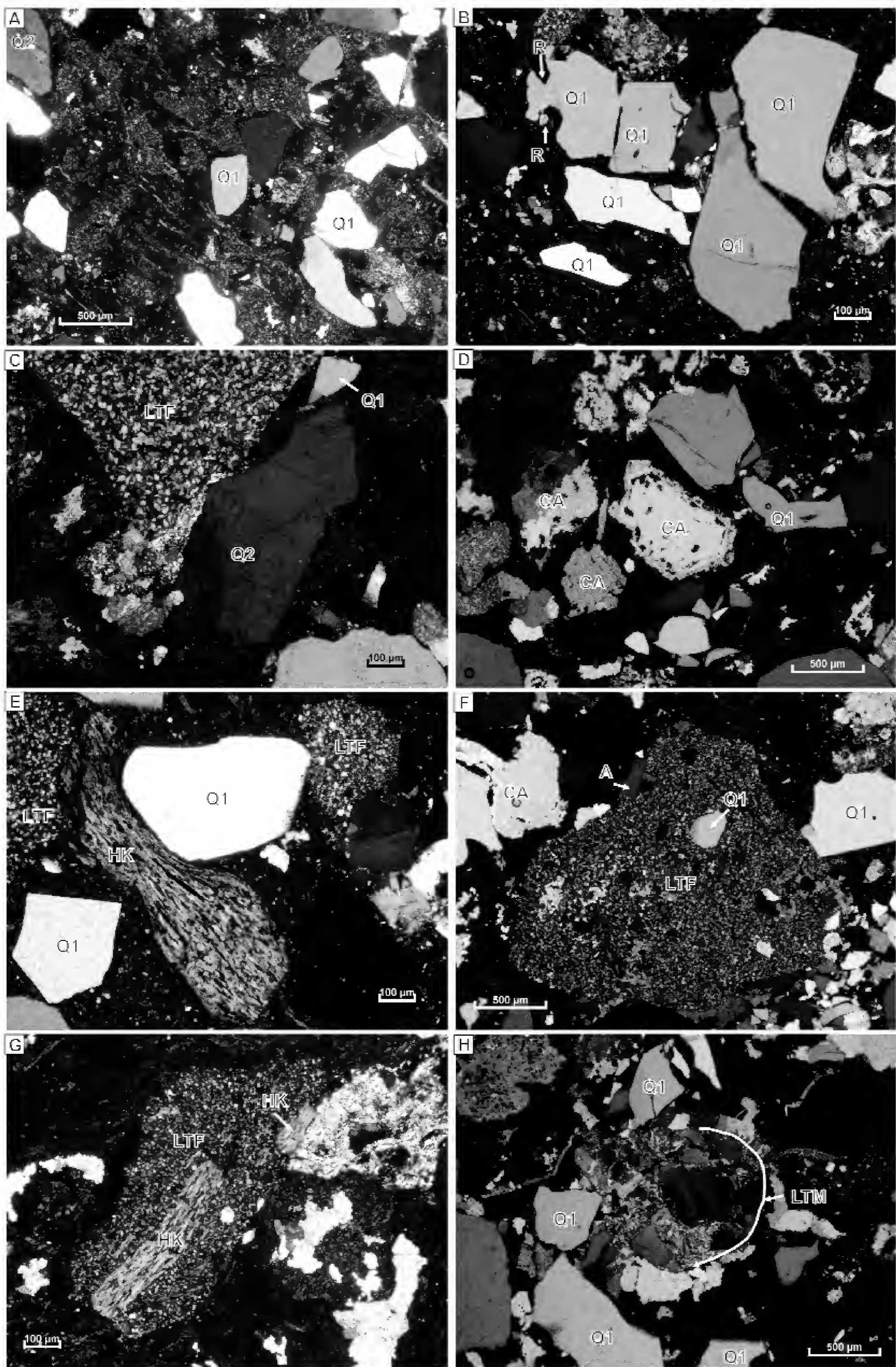
A vékonycsiszolatokban az eddigi szakirodalmi forrásokban egyetlen budai-hegységi késő-eocén piroklasztit/vulkanoklasztit esetében sem említett **horzsakő** is előfordul

4. ábra. → Reprezentatív mikroszkópi felvételek a vulkanoklasztitot alkotó legfontosabb ásvány- és kőzetszemcsékről

Mindegyik felvétel az 1. ábrán „A"-val feltüntetett Mozi-teremből származó mintáról készült a képződmény „A" és „B" rétegeiből (2. ábra). (Q1 – I. típusú kvarc; Q2 – II. típusú kvarc; R – rezorbciós nyomok; LTF – felzites, mikroholokristályos szövetű vulkáni litoklaszt; Ca – kalcitkitöltés; Hk – horzsakő; A – apatit; LTM – metamorf kőzettöredék)

Figure 4. → *Representative microphotographs from the most important rock-forming minerals and lithoclasts of the volcaniclastic layer*

All photographs has taken from the "A" and "B" layer of the specimen from the Mozi hall sampling site (Figure 2) which are indicated with "A" in Figure 1. (Q1 – Type I quartz; Q2 – Type II quartz; R – Resorption signs; LTF – Volcanic lithoclast with felsitic, microholocrystalline texture; Ca – Calcite; Hk – Pumice; A – Apatite; LTM – Metamorphic rock fragment)


A
Q2
Q1
Q1
500 µm
B
R
R
Q1
Q1
Q1
Q1
Q1
Q1
100 µm
C
LTF
Q1
Q2
100 µm
D
CA
CA
CA
Q1
500 µm
E
LTF
LTF
Q1
HK
Q1
100 µm
F
A
CA
Q1
Q1
LTF
500 µm
G
HK
LTF
HK
100 µm
H
Q1
LTM
Q1
Q1
Q1
500 µm

(4. ábra, E). A horzsakő bizonyos rétegekben nagyobb részarányú, esetenként részesedése az összes szemcséből akár 5–10%, más rétegekben kevesebb (1–3%). A szemcsék eloszlása a vulkáni betelepülésen belül egyenletes. A legnagyobb szemcse 1 mm hosszúságú. Alakjuk szabálytalan, kévés, minden esetben nyúlt, gyakran középen kiöblösödő, kissé sarkos, esetenként négyszögletes. A horzsakövek megnyúlásuk szerint irányítottak. A horzsaköveket gyakran kvarcszemcsék deformálják, így jellemző alakjuk torzul (4. ábra, E). A szemcsék egy nikollal szemlélve hajszálcsöves szerkezetet mutatnak, gyakran hajlottak, színtelenek. Keresztezett nikollal a szemcsék sötétszürke interferenciaszínt mutatnak, hullámos kioltásúak. tehát a horzsakövek mindegyike átalakult agyagásvánnyá.

Szintén gyakori kőzetalkotó a **vulkáni kőzetszemcse** (litoklaszt), amely átlagosan 3–5% részarányú a kőzeten belül (4. ábra, F). Csupán a betelepülés fő tömegét alkotó homok szemcsenagyságú réteg feletti finomszemcsés rétegekben csökken a részarányuk 1% alá. Eloszlásuk a vulkáni betelepülés egészében egyenletes. A legnagyobb kőzetszemcse 2,25, a legkisebb 0,5 mm átmérőjű. A szemcsék jól osztályozottak, minden esetben izometrikusak, lekerekítettek, csak néhány esetben repedezettek. A vulkáni kőzetszemcsék mikroholokristályos porfíros szövetűek, mátrixuk minden esetben homogén, irányítatlan, egyenletesen finomszemcsés, mozaikosan összenőtt kvarcból és földpátból áll. A mátrixban gyakran horzsakő, kvarc, földpát, apatit, cirkon figyelhető meg (4. ábra, G). Egy kőzetszemcse fehér csillámot tartalmaz. Ezen ásványok megjelenése, alakja, optikai tulajdonságai megegyeznek a vulkanoklasztitban önálló ásványszemcseként előforduló kőzetalkotókkal. Eltérés csupán abban tapasztalható, hogy a vulkáni kőzetszemcsék alapanyagában megfigyelhető ásványszemcsék átlagosan kisebb méretűek, mint az önálló ásványszemcsék. E mellett a szemcsék gyakran tartalmaznak opak ásványokat, illetve egyes szemcséken belül utólagos kalcitosodás figyelhető meg.

A vulkáni eredetű kőzetszemcsék mellett megfigyeltünk két metamorf kőzetszemcsét is. Az egyik csillámpalatöredék, amely lapított, hosszúkás alakú, lencseszerű. Hoszsza 2,1, szélessége átlagosan 0,6 milliméter. Jellegzetessége, hogy minden sarka lekerekített. A szemcse csupán xenomorf kvarcból, illetve muszkovitból áll. A másik szemcse 1,5 milliméter legnagyobb átmérőjű, izometrikus, kvarcból és kalcitból felépülő törmelék (4. ábra, H).

Másodlagos ásványok jellemzői

A vulkanoklasztitban a diagenezis után kivált másodlagos ásványként van jelen a kalcit és a limonit. A **kalcit**kitöltések alakja szabálytalan. A kalcitosodott foltok legtöbbször valószínűleg elsődleges ásványszemcsék átalakulása során keletkezett teret töltenek ki (4. ábra, D), de gyakran érszerűen, repedésekben kiválva is előfordulnak. Esetenként megfigyelhető, hogy a kalcitkitöltés megőrizte az eredeti ásvány alakját. A betelepülés egészére jellemző, hogy foltszerűen **limonit**kiválások tarkítják, melyek szabálytalan alakúak, s néhol apró kör alakú foltokból állnak.

Alapanyag jellemzői

A röntgen-pordiffrakciós vizsgálat eredménye szerint a kőzet alapanyagának 80%-a kaolinitből áll. A további 20%-ot kalcit, kvarc, illetve kis mennyiségű amorf szerkezetű anyag — valószínűleg kőzetüveg — alkotja.

Nehézásványok vizsgálata

A vulkanoklasztit-betelepülés nehézásvány-összetétele mindkét vizsgált mérettartományban főként barit és limonit, amelyek ásványhalmazokat alkotnak (II. táblázat). E mellett a minták gránátot, apatitot, biotitot, magnetitet és cirkont tartalmaznak.

II. táblázat. A vulkanoklasztit nehézásvány-összetétele
Table II. *Heavy mineral assemblage of the volcanoclastite*

	Mérettartomány (µm)			
	0,125 0,500			0,063 0,125
Minta	MB B	MB M	DK	MB M
Forrás	barlang „bejárat"	barlang „Mozi"	DK-i kőfejtő	barlang „Mozi"
Barit	64	n	89	56
Limonit	31	88	2	29
Gránát	n	6	n	n
Apatit	1	4	n	7
Biotit	2	2	n	4
Magnetit	n	n	7	n
Cirkon	2	n	2	4

n – nincs, A mintavételi helyek elhelyezkedését lásd az 1. ábrán.
n – not observed, the locations of the sampling sites are indicated in Figure 1

A barit csaknem minden vizsgált mintában a leggyakoribb ásvány. A barit szemcséinek nagyobb része sajátalakú, áttetsző, gyakran szürke és vörös zárványokat tartalmaz. Az ásvány fehér gömbökből álló, szabálytalan alakú szemcsékként is megjelenik. A mintákban gyakoriak a limonitosodott mafikus és opak ásványszemcsék. Az erős átalakulás miatt az eredeti ásványszemcsék csak a legritkább esetben határozhatók meg. A vizsgált mintákban csupán aranysárga, foltosan fekete, hullámos felszínű biotitszemcséket, valamint sajátalakú, kuboktaéderes magnetiteket figyeltünk meg, mint kevésbé limonitosodott mafikus és opak ásványokat. Valószínű, hogy a limonitos ásványhalmazok főleg a két ásvány átalakulásával keletkeztek. A gránátok két altípusba sorolhatók. Nagy részük — 80 százalékuk — nem sajátalakú, gyakran töredékes, narancssárga színű. A másik altípus szemcséi sajátalakúak, víztiszták, színük halvány rózsaszín. Az ásvány magmás

vagy metamorf eredete mikroszkóposan nem határozható meg. A kőzet vékonycsiszolatokban is megfigyelt nyomnyi mennyiségű nehézásványai az apatit és a cirkon. Az apatit szemcséinek nagy része sajátalakú, tagolt, zömök oszlop, kisebb része töredék. A szemcsék koptatatlanok, víztiszták, átlátszóak, megjelenésük alapján egyértelműen magmás eredetűek. A cirkonszemcsék alak szerint nagy változatosságot mutatnak. Egy részük hosszúkás, nyúlt, más részük közepesen hosszú, néhány szemcse pedig egészen rövid, zömök. Alaktól függetlenül szinte minden szemcse tartalmaz zárványokat. A zárványok egy része vörös színű, más részük fekete. Szín alapján a cirkonszemcsék kétfélék. Nagyobb részük víztiszta, átlátszó, kisebb részük rózsaszín. A cirkonszemcsék magmás vagy metamorf eredete ezzel a módszerrel szintén nem határozható meg.

Diszkusszió

Összetétele alapján a Mátyás-hegyen feltáruló vulkanoklasztit (4. ábra: mikroholokristályos, porfíros szövetű vulkáni kőzetszemcse, horzsakőtöredék, kvarc, földpát, biotit, apatit, cirkon) szilíciumgazdag vulkanizmus termékének tekinthető. A vulkanoklasztit ásványos összetétele és a befoglaló üledék alapján megfeleltethető a Koch (1908) által a Diána út mellett létezett és a kis-sváb-hegyi feltárásban, a Lőwy (1928) által a Kis-Sváb-hegyen és a Horusitzky & Vigh (1933) által a Páfrány út melletti bányában leírt „riolittufának" (I. táblázat). Ennek alapján, minthogy a vulkanoklasztit egymástól 5–6 km távolságban lévő feltárásokban is megtalálható, egyértelmű, hogy nagy térbeli kiterjedésű vulkáni esemény terméke. A betelepülés jó osztályozottsága, a szemcsék, ezen belül különösen a horzsakőszemcsék jellemző kerekítetlensége (4. ábra), kis maximális szemcsemérete (2,5 mm) és nagy térbeli kiterjedése a lerakódási helytől távoli (legalább néhány 10 km), heves robbanásos piroklaszt-szórásra — mint eredeti vulkáni folyamatra — utal (McPhie et al. 1993). A szubpliniusi, pliniusi kitörések üledékének vizsgálata alapján a 2,5 mm maximális szemcseméret a kitörési központtól nagyságrendileg 30–100 kilométerre jellemző (Sigurdsson 1999). Ennek megfelelően a vulkáni anyag forrásterülete (az eocénben) a Budai-hegység távolabbi környezetében valószínűsíthető. Benedek (2002) és Kovács et al. (2007) a Periadriai-zónában eocén–oligocén, szubdukcióhoz kapcsolódó vulkáni ívet rekonstruált, amely az Alpok déli előterétől a Zalai-medence és a Velenceihegység vulkanitjain és szubvulkanitjain át egészen a recski vulkáni képződményekig terjedt. A vizsgált vulkanogén homokkő — disztális piroklasztit jellege alapján — az eocén során feltételezhetően a Periadriai–Balaton-vonal mentén andezitből, dácitból, trachiandezitből felépülő vulkáni ív valamely rétegvulkánjának szubpliniusi, pliniusi kitöréstermékе lehet.

A vulkanoklasztit-betelepülés — hasonlóan a Hofmann 1871; Koch 1908; Horusitzky & Vigh 1933; Horváth & Tari 1984, 1987; illetve Balogh (é.n.) által leírt vulkanogén breccsákhoz és piroklasztitokhoz — erősen átalakult. Erre utal a horzsakövek átalakultsága agyagásvánnyá, a földpátok kalcittá történő bomlása (4. ábra, D), az üde mafikus ásványok hiánya és a barit, limonit dúsulása a nehézásványmintákban (II. táblázat), valamint a kaolinit jelentős részaránya a mátrixban.

Mivel a vulkanogén betelepülés robbanásos vulkáni eredete átalakultsága ellenére is kimutatható, a képződmény megjelölésére számos korábbi szerző a „tufa" elnevezést használta: „kvarctrachyt-tufa" (Koch 1908), „plagioklászriolit-tufa" (Horusitzky & Vigh 1933), „riolittufa" (Lőwy 1928). Vizsgálati eredményeink alapján azonban ez nem helytálló. Ugyanis a piroklasztanyag a sekélytengerbe hullva kis mértékben bár, de áthalmozódhatott, így nem elsődleges piroklasztit. Ennek legfontosabb bizonyítéka a bryozoás márga neritikus (30–100 m mélységű) képződési környezetében (Báldi 1983, Fodor et al. 1992) várható a litoklasztok esetében normál, a horzsakövek inverz gradációjának hiánya (McPhie et al. 1993). A nagymértékű áthalmozódást azonban valószínűtlenné teszi a rendkívül éles alsó kontaktus (2., 3. ábra), a vulkáni eredetű kőzetalkotók döntő részaránya, a horzsakövek ép, kerekítetlen, eredeti alakja (4. ábra, E), a vulkanoklasztit nehézásvány-összetétele (II. táblázat), és az apatitszemcsék szögletes, kerekítetlen megjelenése is. Azt valószínűsítjük, hogy a piroklasztanyag a vízbe hullás után, de a diagenezis előtt — a Mátyás-hegyen feltárt karbonátos üledékekhez hasonlóan (Fodor et al. 1992, 1994) — kisebb mértékű lejtős tömegmozgásokkal áthalmozódott a rekonstruált meredek ülepedési térszínen. Ennek következtében nem tekinthetjük elsődleges, piroklasztszórásból származó tufának. Ugyanakkor a betelepülés nagy kogenetikus vulkánianyag-tartalma, döntően 0,1–2 mm szemcsenagysága, csak kis mértékű áthalmozódása Fisher (1961), Schmidt (1981) és McPhie et al. (1993) nevezéktana alapján a vulkanogén homokkő kifejezést teszi indokolttá.

Következtetések

Tanulmányunk a budai Mátyás-hegyen feltáruló — bryozoás márgába (Budai Márga) települt — vulkanogén betelepülés alapvető kőzettani, vulkanoszedimentológiai dokumentációja. A vizsgált képződmény szilíciumgazdag robbanásos vulkanizmus átalakult terméke. A képződmény piroklasztitanyaga legalább néhány tíz kilométer távolságban elhelyezkedő, a Periadriai–Balaton-vonal mentén kialakult vulkáni lánc valamely kitörésközpontjának pliniusi, szubpliniusi kitöréstermékе.

A tengeri környezetbe hullott primer piroklasztanyag a diagenezis előtt kis mértékben — valószínűleg lejtős tömegmozgásokkal — áthalmozódott, így vulkanoklasztitnak (vulkanogén homokkőnek) tekinthető.

Köszönetnyilvánítás

Köszönjük JÁMBOR Áronnak a szakirodalmi áttekintésben nyújtott segítségét, valamint a közlés előzményének tekinthető TDK munkával kapcsolatos észrevételeit. A szakirodalmi és ősföldrajzi kérdések tisztázásában fontos segítséget nyújtott KÁZMÉR Miklós, SZABÓ Csaba, MINDSZENTY Andrea, NAGYMAROSY András, THAMÓNÉ BOZSÓ Edit, MAGYARI Árpád, KERCSMÁR Zsolt. Köszönettel tartozunk LOVAS Györgynek, aki röntgen-pordiffrakciós módszer segítségével megvizsgálta a kőzet alapanyagát. Köszönettel tartozunk a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet könyvtára munkatársainak, valamint a Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár munkatársainak az adatgyűjtésben nyújtott segítségükért, valamint SZABÓ Csabának és KERCSMÁR Zsoltnak hasznos, segítő lektori véleményükért.

Irodalom — References

BALOGH I. (évszám nélkül): A nagykovácsi óharmadkori medence geológiai viszonyai. — *Kézirat, Doktori disszertáció.*

BENEDEK K. 2002: Paleogene igneous activity along the easternmost segment of the Periadriatic-Balaton Lineament. — *Acta Geologica Hungarica* **45/4,** 359–371.

BODA J., & MONOSTORI M. 1972: Adatok a budai márga képződési körülményeihez — *Őslénytani Viták* **20,** 63–70.

BÁLDI, T., HORVÁTH, M., KÁZMÉR, M., MONOSTORI, M., NAGYMAROSY, A. & VARGA, P. 1983: The Terminal Eocene Events. Field Guide to Late Eocene (Priabonian)-Early Oligocene (Kiscellian) profiles of Hungary. — *Visegrad Meeting. ELTE, Budapest,* 75 p.

FISHER, V. R. 1961: Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. — *Geological Society of America Bulletin* **72,** 1409–1414.

FODOR, L. & KÁZMÉR, M. 1989: Clastic and carbonate sedimentation in an Eocene strike-slip basin at Budapest. — In: CSÁSZÁR G. (ed.): Tenth IAS Regional Meeting, *Excursion Guidebook*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 227–259.

FODOR, L., MAGYARI, Á., KÁZMÉR, M. & FOGARASI, A. 1992: Gravity-flow dominated sedimentation on the Buda paleoslope (Hungary): Record of Late Eocene continental escape of the Bakony unit. — *Geologische Rundschau* **81,** 695–716.

FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A. & PALOTÁS K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budaihegységben. A Budai-vonal új értelmezése. — *Földtani Közlöny* **124/2,** 130–305.

HANTKEN M. 1880: A buda-vidéki ó-harmadkori képződmények. — *Földtani Közlöny* **10,** 41–52.

HOFMANN K. 1871: A buda-nagykovácsi hegység földtani viszonyai. — *Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **1,** 199–273.

HOFMANN K. 1879: Megjegyzések a trachyt anyagnak a hazai ó-harmadkori lerakódásokban való előfordulására nézve. — *Földtani Közlöny* **9,** 406–411.

HORUSITZKY F. & VIGH Gy. 1933: Az ó-harmadkori vulkánosság újabb nyomai a Budai-hegységben. — *Földtani Közlöny* **63,** 157–164.

HORVÁTH E. & TARI G. 1984: A Budai-hegységbeli Felsőeocén alapkonglomerátum vizsgálata, különös tekintettel a vulkáni eredetű kavicsokra. — *Tudományos Diákköri Dolgozat ELTE TTK*, Budapest.

HORVÁTH E. & TARI G. 1987: Middle triassic volcanism in the Buda Mountains. — *Annales Universitas Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae* **27,** 16 p.

JÁMBOR Á. 1955: A Nagykovácsi-medence földtani viszonyai — *Kézirat, MBFH Adattár.* 20 p.

KÁRPÁT J. 1983: Magyarország barlangtérképei. Mátyás-hegyi-barlang 1:250. — MKBT. 15 p.

KOCH A. 1908: Új adatok trachytanyagnak a budavidéki óharmadkori üledékekben való előfordulásához. — *Földtani Közlöny* **38,** 249–255.

KOVÁCS, I., CSONTOS, L., SZABÓ, CS., BALI, E., FALUS, GY., BENEDEK, K. & ZAJACZ, Z. 2007: Paleogene – early Miocene igneous rocks and geodynamics of the Alpine-Carpathian-Pannonian-Dinaric region: An integrated approach. — *Special Paper. Geological Society of America* **418,** 93–112.

HARANGI, SZ., SZABÓ, CS., JÓZSA, S., SZOLDÁN, ZS., ÁRVA-SÓS, E., BALLA, M. & KUBOVICS, I. 1996: Mesozoic igneous suites in Hungary: Implications for genesis and tectonic setting in the northwestern part of Tethys. — *International Geology Review* **38/4,** 336–360.

KUBOVICS, I. 1985: Mesozoic magmatism of the Transdanubian Mid-Mountains — *Acta Geologica Hungarica* **28/3,** 141–164.

KUBOVICS, I., SZABÓ, CS., HARANGI, SZ. & JÓZSA, S. 1990: Petrology and petrochemistry of mesozoic magmatic suites in Hungary and adjacent areas — an oveerview. — *Acta Geodaetica, Geophysica et Montanistica Hungarica* **25,** 345–371.

LŐWY B. 1928: A budai Kis-Svábhegy földtani viszonyai. — Budapest, 33 p.

MCPHIE, J., DOYLE, M. & ALLEN, R. 1993: Volcanic textures: a guide to interpretation of textures in volcanic rocks. — *National Library of Australia*, 198 p.

PÁVAY VAJNA F. 1912: Felső eocén korú kvarctrachit (riolit) tufa a budai Mátyáshegyen. — *Földtani Közlöny* **42,** 455–456.

SCHAFARZIK F. 1877: Trachyttufa Kovácsiról — *Földtani Közlöny* **7,** 22–23.

SCHMIDT, R. 1981: Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. — *Geology* **9,** 41–43.

SIGURDSSON, H. 1999: *Encyclopedia of Volcanoes. 1st Edition.* — Academic Press, 1417 p.

SZABÓ J. 1858: Pest-Buda környékének földtani leírása. — *A Magyar Tudományos Akadémia által Nagy Károly díjjal koszorúzott pályairat* 58 p.

SZABÓ J. 1879: A Nummulitképlet viszonya a trachythoz Vihnyén Selmecz mellett. — *Földtani Közlöny* **9**, 301-312.

SZÉKYNÉ FUX V. & BARABÁS A. 1953: A Dunántúli felső eocén vulkánosság. — *Földtani Közlöny* **83,** 217–227.

SZÉKYNÉ FUX V. 1957: Adatok a dunántúli-medence harmadkori vulkánosságához. — *Földtani közlöny* **87,** 62–67.

WEIN GY. 1977: A Budai-hegység tektonikája. — *Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa*, Budapest, 76 p.

Kézirat beérkezett: 2012. 10. 19.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

143/3, 251–264., Budapest, 2013

A kápolna-hegyi édesvízi mészkőkúp komplex szedimentológiai, geokémiai és geofizikai vizsgálata (Budai-hegység)

TÖRÖK Ágnes[1], ÜNNEP Viktória[1], BALÁZS Attila[2], MINDSZENTY Andrea[1] & KELE Sándor[3]

[1]Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Eötvös Loránd Tudományegyetem, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c (email: a.torok.elte@gmail.com)
[2]Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, Eötvös Loránd Tudományegyetem, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c (email: balatt@gmail.com)
[3]Magyar Tudományos Akadémia, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, 1112 Budapest, Budaörsi út 45 (e-mail: keles@geochem.hu)

Complex sedimentological, geochemical and geophysical study of the Kápolna-hegy spring-cone (Buda Hills, Hungary)

Abstract

In the case of travertine-depositing systems, the factors causing carbonate precipitation are known to change continuously as the distance from the feeder channel increases. At the orifice it is mainly chemical precipitation which is dominant, while further downstream the respective activities of microbial organisms and higher-order plants enhance precipitation (CHAFETZ & FOLK 1984). These features can be followed in the travertine outcrop of the Kápolna Hill near the city of Budapest. Based on sedimentological, geochemical and geophysical investigations, the depositional environment of this travertine site could be reconstructed. Laminated, thick-bedded oncoidal and thick-bedded phytoclastic facies were described.

The laminated facies identified at the southern quarry face could have been precipitated close to the vent, while the thick-bedded phytoclastic facies, which builds up the northern quarry face, was probably formed in a lacustrine environment further away from the vent. Based on the microfacies studies mentioned in this paper, it was also possible to identify a similar thick-bedded oncoidal lithotype. The stable isotope data set suggests that the parent fluid of the Kápolna Hill travertine was part of the same regional flow system which was responsible for (i) the formation of the hydrothermal calcite veins of the Buda Hills and (ii) the deposition of other Pleistocene travertine occurrences in this area. Based on the $\delta^{18}O$ values of the travertine occurrences, the temperature of this fluid was calculated as 37.6 °C. Using a geoelectric method (i.e. multielectrode profiling) a low-resistivity clay layer was oberved below the high-resistivity travertine; the former is probably a part of the Kiscell Clay Formation (which is typical for this area). Based on the resistivity values, the measured section may represent a pool which was part of a pond. This idea was supported by the sedimentological observations. According to the morphology of the occurrence, the micropetrography of the travertine and the information provided by the geoelectric profiles, the Kápolna Hill travertine is a thermogene-thermometheogene lacustrine sediment and can be regarded as a transition between a spring cone and a lake.

Keywords: travertine, sedimentology, stable isotope, multi-electrode geoelectric profile, Buda Hills, Hungary

Összefoglalás

A forrásfeltörésektől távolodva a folyamatosan hűlő vízben megváltoznak a karbonát kicsapódását kiváltó tényezők. Ennek megfelelően, a forrás közelében még a kémiai kicsapódás a jellemző, míg ettől távolodva már a mikrobiális szervezetek majd a magasabb rendű növények tevékenysége segíti elő a mészkiválást (CHAFETZ & FOLK 1984). A képződési körülményekben bekövetkezett változások kitűnően megfigyelhetőek a Budapest közelében található kápolna-hegyi édesvízi mészkő feltárásában. Jelen munka keretében szedimentológiai, geokémiai és geofizikai vizsgálatainkkal igyekeztünk paleokörnyezeti rekonstukciót felállítani az előfordulást létrehozó egykori körülmények pontosabb megismerésére. Laminált, vastagpados-onkoidos és vastagpados-növénymaradványos fáciestípusokat különítettünk el. Ez véleményünk szerint, arra utal, hogy a déli falat alkotó laminált rétegek a forrás közelében, míg az északi falat felépítő vastagpados, fitoklasztos kifejlődésű rétegek már a forrásfeltöréstől távolabb, tavi környezetben halmozódhattak fel. Mikrofácies-vizsgálataink alapján egy további, vastagpados-onkoidos fáciestípus is elkülöníthetővé vált. Stabilizotóp-geokémiai adataink alapján feltételezhető, hogy az előfordulást lerakó víz forrása ugyanahhoz a miocén óta működő regionális áramlási rendszerhez tartozott, amely a Budai-hegység hidrotermás kalcittelléreit és a területen megtalálható további pleisztocén travertínókat is létrehozta. A mészkövet lerakó forrásvíz hőmérséklete, a $\delta^{18}O$ adatokból számítva, 37,6 °C-nak adódott. Multielektródás geoelektromos szelvényezéssel kimutattuk, hogy a nagy ellen-

állású mészkő alatt kis ellenállású agyag található, amely valószínűleg a területre jellemző oligocén Kiscelli Agyag Formáció. A mészkőtesten belül az ellenállásértékek alapján egy lehetséges tavacska medencéje is kirajzolódott a mért szelvényen. A feltételezést terepi szedimentológiai megfigyeléseink alátámasztották. Az előfordulás morfológiája, valamint a mikropetrográfiai elemzések és geofizikai értelmezés alapján a kápolna-hegyi édesvízimészkő-előfordulás részben termogén forrásüledék, részben termometeogén tavi üledék együtteseként értelmezhető és átmenetet képez egy forráskúp és egy tó között.

Tárgyszavak: travertínó, szedimentológia, stabilizotóp, multielektródás geoelektromos szelvényezés, Budai-hegység, Magyarország

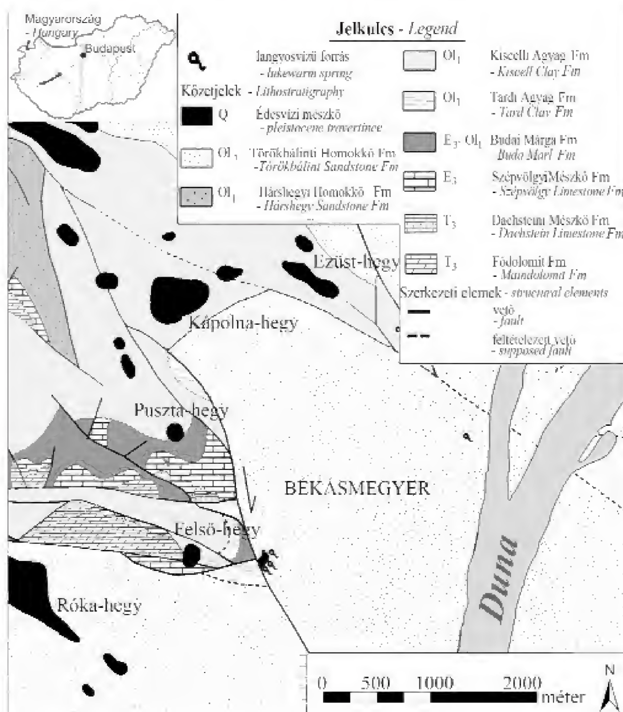
Bevezetés, földtani felépítés

A Budai-hegység édesvízi mészköveit lerakó források a jelenlegi hévforrások ősei (SCHEUER & SCHWEITZER, 1974). Képződésük a Budai-hegység pleisztocén fejlődéstörténetével áll kapcsolatban. A hegység tágabb környezetében, főként karbonátos területeken beszivárgó csapadékvíz a regionális felszín alatti áramlási pályákon a mélybe jutott, majd törések mentén források formájában bukkant ismét a felszínre. A benne oldott $CaCO_3$ a forrásoknál és azok közelében csapódott ki.

E képződményeket a hegységben számos külfejtés tárja fel. Az elmúlt évtizedekben több szerző is foglalkozott velük, elsősorban szedimentológiai-geomorfológiai szempontból (pl. HORUSITZKY 1939; SCHRÉTER 1951; WEIN 1977; SCHEUER & SCHWEITZER 1980, 1988; FÖLDVÁRI et al. 2003; KELE et al. 2003, 2011a; KORPÁS et al. 2004; TÖRÖK & ÜNNEP 2011; BORSODY 2012).

A Kápolna-hegy (tszf. 220 m) felhagyott bányája, Budapest északi részén, Békásmegyer határában található és a terület egyik legnagyobb édesvízimészkő-előfordulása (1. ábra). SCHEUER & SCHWEITZER (1988) tanulmányukban Kálvária-tető néven a Budai-hegység Dera-patak környéki előfordulásai közé sorolták. A további szakirodalom is ilyen néven említi, azonban a térképeken Kápolna-hegyként szerepel és SCHRÉTER (1951) is így nevezte az előfordulást.

SCHEUER (1996) a Budai-hegység előfordulásait vizsgálva arra a következtetésre jutott, hogy a mészanyag a legtöbb esetben kisebb-nagyobb kiterjedésű hévforrástavakban csapódott ki, továbbá a térségben megtalálható hat önálló előfordulás (Kápolna-hegy, Ezüst-hegy, Kápolna-hegy-alsó, Puszta-hegy és környéke, Felső-hegy, Budakalász) arra enged következtetni, hogy egykor e rész lehetett a budai hévforrások egyik fő kilépési területe.



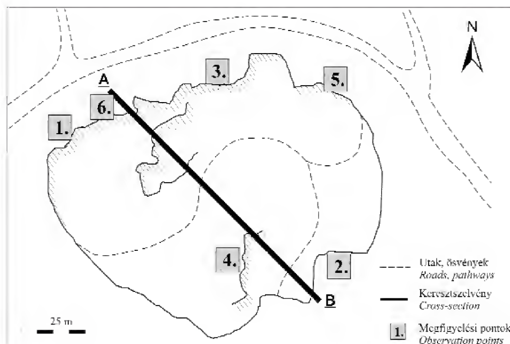
1. ábra. 1. ábra Budai-hegység vázlatos földtani térképe (FODOR in MINDSZENTY et al. 2000) a jelentősebb édesvízi mészkő előfordulások feltüntetésével

Figure 1. *Geological map of the Buda Hills (FODOR in MINDSZENTY et al. 2000) showing the most important travertine occurences*

SCHEUER 1996-os cikkében a kápolna-hegyi előfordulást önálló kúpként írta le, amely megfigyelései szerint nem áll kapcsolatban a közeli édesvízimészkő-kibukkanásokkal. Modellje SCHRÉTER (1951) terepi mérésein alapszik, amely szerint a mészkőrétegek minden irányba kifelé dőlve dombot formálnak. Említést tesz egy a bánya területén mélyült mérnökgeológiai fúrásról, amelynek tanúsága szerint a mészkövet a bányaművelés befejeztéig teljes vastagságában lefejtették, alatta már csak a környékre jellemző oligocén agyag található. Ugyan a fúrás nem érintette, elképzelése szerint egy kiemelt sasbérc helyzetű karbonátos kőzettest repedéseiből fakadhatott a mészkövet lerakó hévforrás (SCHEUER 2004). A környező édesvízimészkő-lelőhelyekkel ellentétben itt vékony rétegzettséget, réteglapok felületén hullámosságot és *mikrotetaráta* formákat figyelt meg, amelyek egymáshoz viszonyított távolsága, lapos, enyhe lejtésű mészkőkúpra engedett következtetni. Az

egykori környezeti feltételek szerinte nem voltak alkalmasak arra, hogy más típusú mészfelhalmozódás mehessen végbe.

A felhagyott bányaudvar kb. 60 méter széles és 90 méter hosszú területen helyezkedik el (2. ábra). Északi fala átlagosan 15 m (tszf. 220 m), a déli fala viszont csak 10 m (tszf. 215 m) magas. A kitermelés nem csak egy szinten folyt, ezt ma a bányaudvar alján található nagyobb, megközelítőleg 3,5 méter mély „gödör” jelzi. A képződmény



2. ábra. A bánya térképvázlata
Figure 2. *Sketch map of the quarry*

belső szerkezetéről a feltárás közepén emelkedő kisebb domborulat árulkodik, amelynek keleti falát a bányászat tárta fel. KELE (2009) az itt vett két minta alapján U/Th módszerrel kormeghatározást végzett és az alsó bányaudvarról vett mintából becsült kor, 349 000 ± 57 000 évnek adódott, míg a központi dombból vett minta korát 411 000 ± 53 000 évben állapította meg. Ezek alapján a kápolna-hegyi forrásmészkőösszlet képződését a középső-pleisztocénre tehetjük (KELE 2009).

Édesvízi mészkövek általános jellemzése

PENTECOST & VILES (1994) szerint az édesvízi mészköveknek alapvetően *termogén* (uralkodóan felszín alatti fluidumokból táplálkozó, *termális*) és *meteogén* (uralkodóan felszíni vizekből táplálkozó, az adott felszíni környezetnek megfelelő hőmérsékletű) típusa különíthető el. Definíciója szerint a *termogén édesvízi mészkő* olyan masszív, kompakt karbonátos kőzet, amely termális folyamatokból származó CO_2-ot tartalmazó és a kőzet környezeténél nagyobb hőmérsékletű (hidrotermális) vízből válik ki, viszonylag nagy (> 10 mm/év) üledékképződési sebességgel a forrás kilépési pontjához közel. Szénizotópos összetétele – 4‰ és +8‰ (V-PDB) közé esik. Termogén édesvízi mészkő gyakran fordul elő olyan, tektonikailag aktív recens, vagy posztvulkáni tevékenységgel jellemezhető területeken, mint például Törökország, vagy Olaszország (Toscana).

A *meteogén édesvízi mészkövek* közé a mésztufák és a barlangi kiválások (szpeleotémák) sorolhatók. A mésztufák (pl. Dél-Olaszország; Bükk, Szalajka-völgy) alapvetően hideg (éves középhőmérsékletnek megfelelően) csapadékvíz eredetű karsztvizekből, folyókból, tavakból válnak ki és a víz turbulenciája és/vagy magasabb rendű növények fotoszintézise következtében távozik belőlük a CO_2. Szerkezetük porózus, gyakori bennük az évszakos lamináció és a magasabb rendű növények maradványai.

A *termometeogén* édesvízi mészkő átmeneti típus, amely mélyen a felszín alatt áramló csapadékvízből képződik. Útja során a víz felmelegszik, és termálvízként jut a felszínre, azonban eredetét tekintve még egyértelműen a csapadékvíz összetételét hordozza (PENTECOST 2005).

Annak függvényében, hogy az oldott $CaCO_3$-ban gazdag forrás hol lép a felszínre, különböző morfológiájú képződményt hozhat létre. Mindezekből következik, hogy a geokémiai és a szedimentológiai csoportosítás elválaszthatatlan egymástól.

Kifejlődési típusaik (geomorfológia)

Az édesvízi mészkövet lerakó források különböző domborzati viszonyok között léphetnek felszínre. Kifejlődési jellegeik ennek függvényében különbözőképpen alakulnak. Számos morfológián alapuló osztályozás született az évek során, amelyeket a hazai szakirodalomban SCHEUER & SCHWEITZER (1985, 1988), ill. SCHEUER (1996), míg a nemzetközi irodalomban legutóbb PENTECOST (2005) foglalta össze részletesen. PENTECOST (2005) osztályozása szerint az alábbi nyolc kifejlődési típust lehet elkülöníteni: mészkő-taréjok (*cascades*), -gerincek (*fissure-ridges*), vízeséseken kicsapódó mészkövek (*cascades*), gátak (*dams*), folyóvízi lerakódások (*fluvial crusts*), mocsári üledékek (*paludal deposits*), barlangi kicsapódások (*speleothems*), forráskúpok (*spring-cones*) és tavi lerakódások (*lake deposits*). Az utóbbi két kifejlődési típust ismertetjük részletesebben. Fontos azonban megjegyezni, hogy minden felhalmozódás egyedinek tekinthető és már egy adott előforduláson belül is, egymás mellett több kifejlődési típus is megjelenhet. Azok a lerakódások, amelyek a meleg forrás közelében képződtek értelemszerűen *termogén* típusúnak tekinthetőek, azonban a forrástól nagyobb távolságban bekövetkező kiválás a víz hőmérsékletének csökkenése miatt, lényegében ugyanabból a vízből már akár *meteogén* típusú felhalmozódást is eredményezhet. Így a különböző kifejlődési típusok között nem húzható éles határ, összetartozó egységként kell vizsgálni azokat.

Forráskúpok

Az oldott $CaCO_3$ gazdag forrásvízből közvetlenül kicsapódó mészkő képződése a vízkilépés helyénél a legintenzívebb, attól távolodva fokozatosan gyengül, így kialakítva az erre a kifejlődési típusra jellemző változatos morfológiájú kúpformát. A kicsapódás addig folytatódik,

amíg az oldat túltelítettsége meg nem szűnik, és be nem áll a kémiai egyensúly. A kialakuló formákat döntően a források vízföldtani viszonyai határozzák meg, azonban a morfológia is jelentős befolyásoló tényező. A nagy oldott $CaCO_3$ tartalmú (1000–3000 mg/l) forrásvíz már a forrás kilépésénél mészkövet képes lerakni. A kivált karbonátlaminák egymásra rakódva folyamatosan növekvő mészkőkúpot emelnek. Innen a víz lecsurog és belőle ferde rétegzettségű édesvízi mészkő válik ki. A környezet hidrológiai átrendeződését követően a forráskúp működése leáll, és egy másik alacsonyabb térszínen folytatja építő munkáját. A kúpokat létrehozó források vízkémiailag (nagy oldottanyag-tartalmuk miatt), valamint a víz felszínre lépésének mikéntjét tekintve is alapvetően eltérnek a többi édesvízimészkő-kifejlődéstől. SCHEUER & SCHWEITZER (1988) szerint, a mészkőkúpok leggyakrabban hűvös és langyos (az évi középhőmérséklet körüli) vizekből válnak ki. Morfológiájukat alapvetően befolyásolja a forrásvíz felszínre lépésének módja. Ha a mélyből feláramló víz hosszabb repedésből (10–60 m) tör fel, akkor édesvízi mészkőtaréjok vagy -gerincek jönnek létre, ha a forrás szűk, kis járatokon keresztül lép a felszínre, akkor kúpok keletkeznek.

Az egykori forrásmészkőkúpok terepi felismerése a morfológia mellett elsősorban a képződmény jellegzetes rétegzettsége alapján történhet. Alapvető tulajdonságuk, hogy a rétegek a forrásfeltörés helyétől „elfelé” (centripetálisan) dőlnek. A kúpokat felépítő mészrétegek vékonylemezesek, vastagságuk ritkán haladja meg az egy cm-t. A réteglapok felső részén gyakran „mikro-tetarátás” kifejlődéseket láthatunk.

Tavi lerakódások

A tavi lerakódások általában a parti régióban keletkeznek, mivel a sekély víz párolgása miatt itt a karbonát kicsapódása fokozott és fotoszintézisükkel az algák és egyéb vízinövények is elősegítik a felhalmozódást. Előfordul, hogy ezek a mészüledékek a lejtőkön, pl. víz alatti forrásfeltörések közelében keverednek a tavak mélyebb régióiban felhalmozódott szuszpendált karbonátszemcsékből álló mészmárgával (PENTECOST 2005).

A vékonyan rétegzett, horizontálisan nagy kiterjedésű, esetenként akár 100 m-es laterális kiterjedést is elérő *mikrobiális szőnyeg (microbial mat)* fáciesen kívül a tavi mészkövekben megtalálható a finomszemcsés litoklasztokat és növényi töredékeket tartalmazó *stagnáló medence* fácies is (CHAFETZ & FOLK 1984). Főleg sötétszürke, barna, szervesanyag-tartalmú litoklasztokat és nádtörmeléket tartalmazó, édesvízi mészkövek jellemzőek erre a fáciesre, és a hosszabb-rövidebb tényleges szárazulati kitettség következtében előfordulhatnak bennük talajosodásra utaló nyomok is. Az ilyen üledékek rendszerint a forró vizű források feltörési helyétől távolabb helyezkednek el, emiatt ülepedésüket jelentősen befolyásolja a forrásvízhez keveredő felszíni csapadékvíz is. Az édesvízi mészkövek mikrofácies-vizsgálata, a szövettípus, valamint a sekély parti övre jellemző növényi maradványok és a mélyebb, nyílt tavi részekre jellemző csigamaradványok alapján az ilyen típusú karbonátos tavak fejlődése jól rekonstruálható.

Vizsgálati módszerek

Vizsgálatainkat terepbejárással kezdtük, amely során terepi szedimentológiai, illetve geomorfológiai megfigyeléseket végeztünk. Az előfordulásból közel 100 mintát gyűjtöttünk be. A minták makroszkópos leírása után a főbb makrofácies típusokból 6 csiszolat készült, amelyek petrográfiai leírása Olympus BH-2-es optikai mikroszkóp segítségével történt. Ezen felül (elsősorban az északi fal vastagpados kifejlődésének kőzetpéldányaiból) 6 mintát stabilizotóp-geokémiai vizsgálatra is előkészítettünk. A kiválasztott kőzetpéldányokból a mintavétel mikrofúró segítségével történt. A kiválasztás során azokat a mintákat részesítettük előnyben, amelyekben minél több mérésre alkalmas cementgeneráció volt felismerhető. A stabil szén- és oxigénizotópos elemzések az MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézetében történtek, Finnigan delta Plus XP tömegspektrométerrel, a SPÖTL & VENNEMANN (2003) által leírt vivőgázas technika alkalmazásával. Az izotópos összetételt V-PDB ($\delta^{13}C$) sztenderdhez viszonyítva a hagyományos δ értékkel fejeztük ki ezrelékben (‰). A reprodukálhatóság mind a $\delta^{13}C$, mind a $\delta^{18}O$ értékek esetében jobb volt, mint ±0.1‰.

A mikrofáciesek leírása során az ELTE FFI Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék hideg katódos MAAS Nuclide ELM-3R típusú, 10 kV gyorsító feszültségű katódlumineszcens mikroszkópját, illetve az MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport UV-fluoreszcens (Zeiss Axioskop 40) mikroszkópját is használtuk.

Az elektronmikroszkópos vizsgálatokat AMRAY 18030i EDAX+Morgan típusú pásztázó elektonmikroszkóppal végeztük az ELTE TTK Földrajz-, Földtudományi Intézet Geológiai és Környezetfizikai Központjában, INCA standardmentes energiadiszperzív rendszerben, 15 kV gyorsítófeszültséggel, szénnel felgőzölt, polírozott mintákon.

A mészkövet lerakó forrásvíz hőmérsékletének számításához a FRIEDMAN & O'NEIL által 1977-ben leírt kalcit-víz frakcionációs egyenletet használtuk, a KELE et al. (2008, 2011b) által javasolt korrekcióval.

Ásványos összetétel meghatározására pordiffrakciós vizsgálatot is végzetünk az ELTE Ásványtani Tanszék Siemens D 5000 típusú szcintillációs detektorral felszerelt diffraktométerén, Cu-Kα gerjesztősugárral. Az adatokat EVA szoftver segítségével értelmeztük.

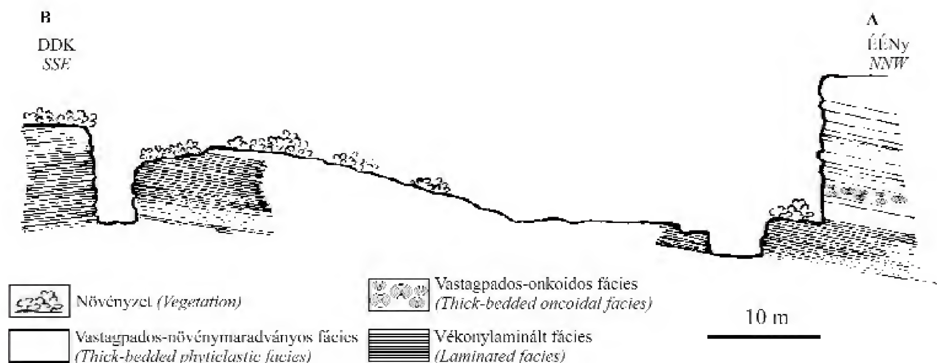
Az előforduláson és környezetében geofizikai (multielektródás geoelektromos) méréseket is végeztünk. A mérés a GEOMEGA Kft. ARES G4 műszerével történt, Wenner-Schlumberger elektróda elrendezéssel, 72 elektródával. Az elektródák közötti távolság 4 m volt. Az így kapott adatokon Res2DInv szoftverrel végeztünk inverziót.

Vizsgálati eredmények

Terepi szedimentológiai megfigyelések

Terepbejárásaink során elsősorban szedimentológiai megfigyeléseket tettünk, amelyek alapján az előfordulást két fő kifejlődési típusba soroltuk. E típusokat kitűnően reprezentálja a bánya északi, illetve déli fala (3. ábra).

Az északi falat fitoklasztokban gazdag, mikrites, közepesen cementált, a rétegsorban felfelé haladva egyre vastagabbá váló mészkőpadok építik fel (4. ábra, 1). Ezzel ellentétben a déli falat vékonyabb, (3–5 cm) laminákból álló, kristályos szövetű édesvízi mészkő alkotja (4. ábra, 4). Ez a kifejlődési típus az északi fal alsó, kb. 1,3 méteres szakaszán is a felszínre bukkan. Az északi fal rétegeiben megjelenő számtalan alga-, nád- és faágmaradvánnyal szemben (4. ábra, 5) a déli falon makroszkóposan megfigyelhető növénymaradványokra utaló nyomok nem észlelhetők. Az itt látható vékony laminákban nagyobb méretű hajladozás is van (4. ábra, 2).



3. ábra. DDK-ÉÉNy irányú szelvény a megfigyelt fő fáciestípusokkal
Figure 3. *SSE-NNW section across the quarry with the different travertine facies*

Terepi mérések

Az északi falon a rétegek dőlésiránya sugarasan követi a feltárás félköríves formáját, dőlésszögeinek értéke 15° körül változik. Ezzel ellentétben a déli falon, ahol a rétegek már kisebb meredekséget mutatnak (9°), némi rendezetlenség figyelhető meg, és a dőlésirányokban megfigyelhető változékonyság a dőlésszögekben is tapasztalható.

Petrográfiai vizsgálatok

Mikroszkópos megfigyeléseink alapján három fő mikrofácies-típus különíthető el (5. ábra). A főként pelmikrit alapanyagú fáciestípusok változó mennyiségű fitoklasztot, illetve onkoidot tartalmaznak. Részben *ezen alapult a fáciestípusok csoportosítása.* A szöveti leírások során elsősorban a FOLK (1959) illetve esetenként a DUNHAM (1962) által kidolgozott szöveti kategóriákat használtuk.

Laminált fácies

A milliméter-centiméter vastagságú laminákból felépülő fáciestípus annak ellenére, hogy jól cementált, jelentős nyílt maradékporozitással rendelkezik. Magasabb rendű növények jelenlétére utaló nyomok nem láthatók ebben a kifejlődési típusban.

Mikrofácies: a pelmikrit, wackestone szövetű laminákat elválasztó horizontális üregek falán, azokról vertikálisan elágazó, úgynevezett *tollpihe szerkezetű* kalcitkirstályok (*feather calcite crystals*) figyelhetők meg (5. ábra, 3a, b).

Az egyes laminák között a kb. 200 μm vastagságú, cm hosszúságú, a rétegzéssel párhuzamos, elnyúlt pórusok figyelhetőek meg. Ezek falán előbb egy mikropátos majd egy fenn-nőtt, sajátalakú, ekvigranuláris kalcitpát vált ki, amelyek csak részben töltik ki a pórusteret.

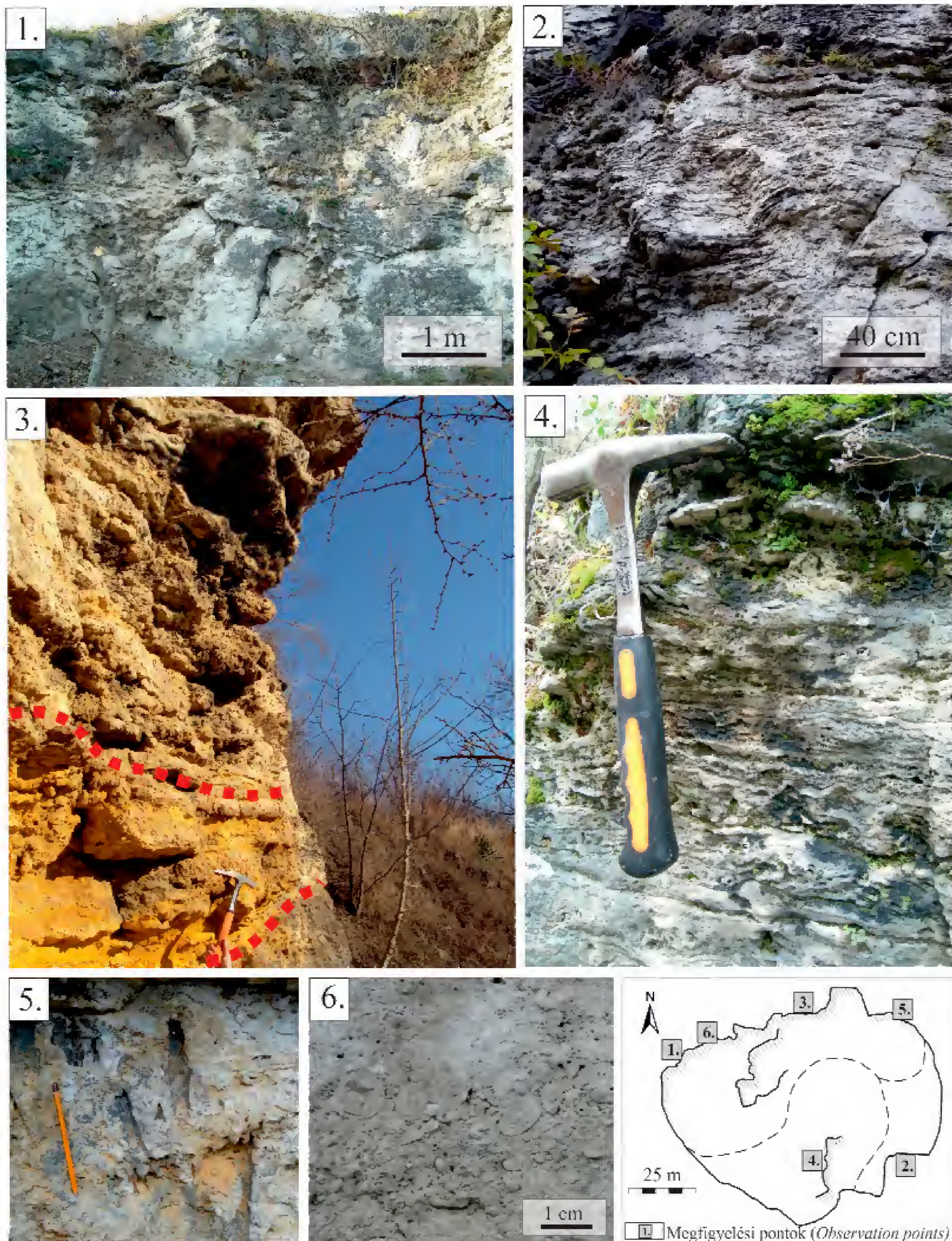
Ez a kifejlődési típus az előfordulás déli falán, illetve az északi fal alsó egy méterében jelenik meg. Az északi falon megjelenő kifejlődési típus már kevésbé cementált, maradékporozitása is jelentősebb, mint a déli falon megfigyelt kőzettípusoké.

Vastagpados-onkoidos fácies

Ezen belül két alfácies különíthető el: (a) egy pelmikrit, wackestone szövetű rész, amelyben elszórtan növénytöredékek moldjai jelennek meg, néhol *Ostracoda* héjtöredékekkel (5. ábra, 4) és (b) egy onkoidos grainstone szövetű rész (makroszkópos kép: 4. ábra, 6; mikroszkópos kép: 5. ábra, 2a, b).

a) Növénytöredékes pelmikrit, wackestone. A növénymaradványok elbomlása után visszamaradt üregek belsejét 20–100 μm vastagú vas-oxidos kéreg burkolja (5. ábra, 1a). Ezt részlegesen peloidos mikrit tölti ki, amelyet egy később kivált fennőtt, ekvigranuláris pátos cement követ.

b) Onkoidos grainstone szövetű alfácies. A változatos



4. ábra. Főbb terepi megfigyeléseink

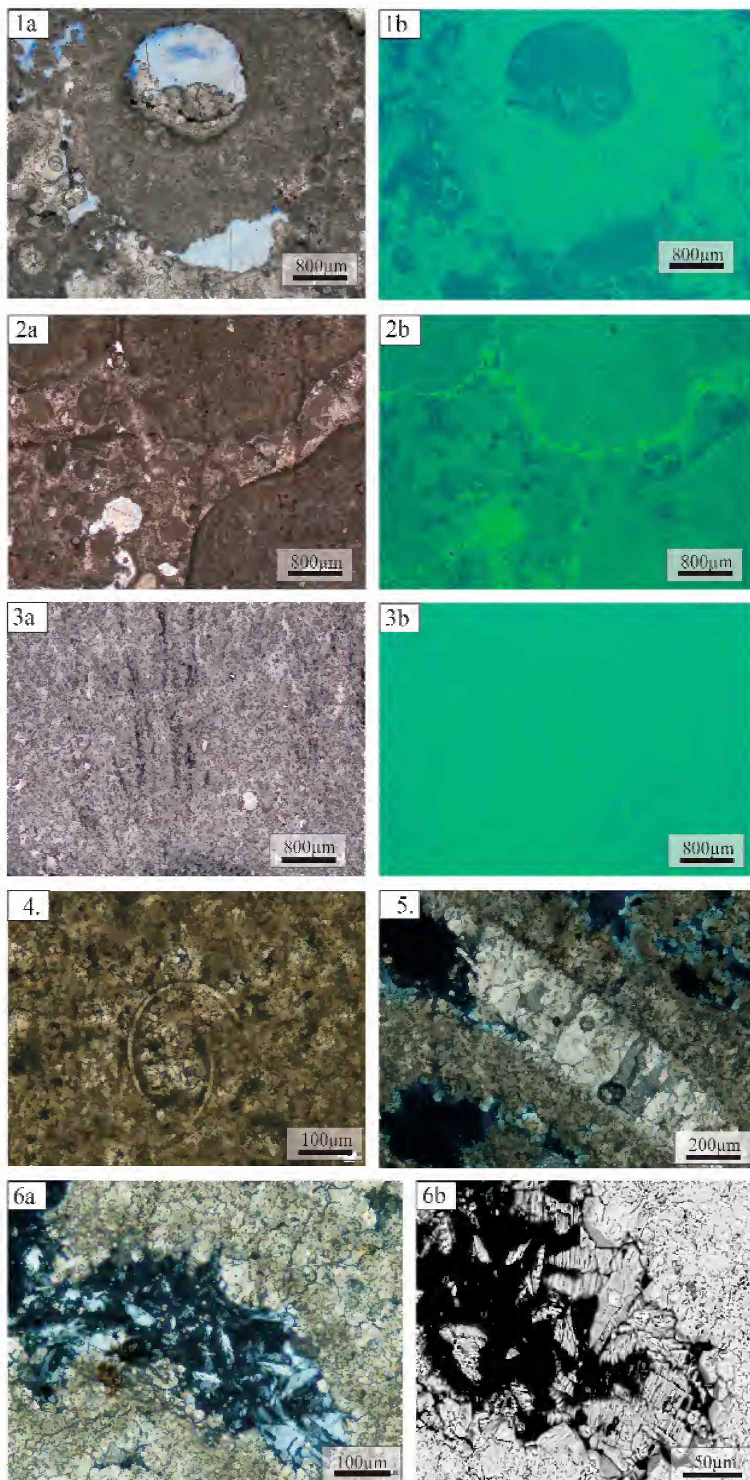
1 – északi fal vastagpados rétegei, 2 – déli fal laminált rétegeiben megfigyelt mikro-„tetaráták", 3 – „sárgaporos" közberétegződések az északi fal keleti részén (a piros pontozott vonal a „sárgaporos" réteg határát jelöli) 4 – déli falra jellemző laminált kifejlődési típus, 5 – nádszálmaradványok nyomai az északi fal vastagpados mészkőrétegeiben, 6 – kb. 20 cm vastag onkoidos réteg az északi fal vastagpados rétegei között

Figure 4. *Field observations*

1 – thick-bedded layers of the northern wall, 2 -micro-tetaratas in the laminated layers of the southern wall, 3 – interbedded "yellow powder" layers at the northern quarry-wall (red dotted line shows boundary of "yellow powder" layer), 4. – tipical thin-laminated facies of the southern wall, 5 – molds of higher plants at the eastern end of the northern wall,6 – ca. 20 cm thick oncoidal layer between the thick-bedded layers of the northern wall

méretű (50–300 μm) onkoidok magjában pelmikritet találunk, amelyet változó vastagságú mikropát vesz körül (5. ábra, 2a). Ezeket egy vagy több rétegben vékony (10–30 μm) mikróbás bekérgezés vonja be. Ezek a bekérgezések követik a központi mag alakját, így az onkoidok körvonala igen változatos. Az így kialakult szemcséket izopach mikropát, majd egy később kivált kalcitpátcement burkolja be. Az onkoidok mellett ebben az alfáciesben számos más klaszt (pl. átkristályosodott növénymaradványok, peloidok) is megfigyelhető. Az intergranuláris pórusokban néhol sajátalakú gipszkristályok is előfordulnak (5. ábra, 6a, b).

Ez a fácies a laminált kifejlődést követve (a rétegsorban felette), az északi fal alsó 1,5 m vastagságú rétegeiben figyelhető meg. Alul főként a pelmikrites-, míg felül az onkoidos alfáciestípus jelenik meg, amelyek éles határral különülnek el.



5. ábra. Mikroszkópos képek a kápolna-hegyi édesvízi mészkő szövettípusairól

1a) vastagpados-növénymaradványos fácies jellegzetes biomoldjaiban megjelenő geopetális szerkezet és UV-fluoreszcens képe, 1N (1b); 2a) a vastagpados-onkoidos fácies grainstone szövetű onkoidos mikrofáciese és UV-fluorescens képe, amelyen jól látható a nagyobb onkoidokat beburkoló szervesanyagban gazdag hártya, 1N (2b); 3a) laminált fáciesben megjelenő „madártoll" szerkezetű kalcitkristályok és UV-fluoreszcens képük, 2N (3b); 4 - Ostracoda héjtöredék pelmikrites wackestone-ban, 2N; 5 - bioklaszt moldját kitöltő anomális kioltású pátos kalcit, 2N; 6a) üregkitöltő gipsz mikroszkópos képe és SEM felvétele, 1N (6b)

***Figure 5.** Photomicrographs of travertine textures from Kápolna-hegy*

1a) geopetal structure in biomold of thick-bedded phytoclastic facies and this UV-fluorescencnte photo (1b), 1N; 2a) oncoidal microfacies in grainstone texture of thick-bedded oncoidal facies and its UV-fluorescent photo what is showing the organic film which is covered a bigger oncoids (2b), 1N; 3a) "feathery" calcite in laminated facies and its UV-fluorescent photo (3b), 1N; 4 - Ostracod shell fragment in pelmicritic wackestone, 2N; 5 - calcite cement of anamalous extinction filling a biomold 2N; 6a microscopic and SEM photo (6b) of cavity filling gypsum, 1N

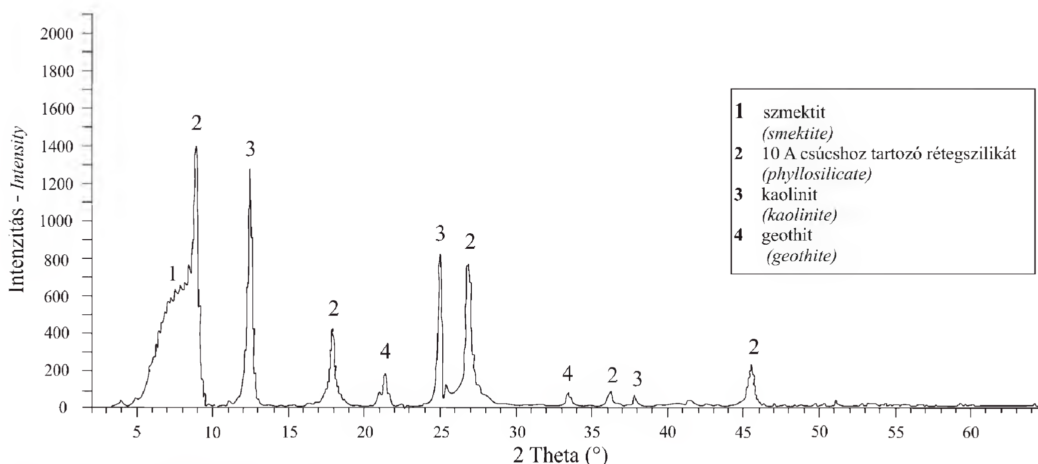
Vastagpados-növénymaradványos fácies

A felfelé vastagodó rétegekből álló kifejlődési típus padjai 20 cm-től 1 m-ig terjednek. A fáciest alkotó finomszemcsés mátrix fitoklasztok, illetve nádszárak moldjaiban gazdag. Ennek következtében a fácies cementáltsága kisebb, mivel a lebomló nagy mennyiségű szervesanyag lecsökkenti a kifejlődés cementáltságát. Mold, illetve intergranuláris porozitása ebből fakadóan nagyobb a korábbi kifejlődési típusokénál.

Mikrofácies: A fitoklasztok moldjaiban megjelenő mikropátos kalcit üregen belüli elhelyezkedése geopetális szerkezetet eredményez (5. ábra, 1a). Számos fitomold belsejét izopach pátos kalcit burkolja be, belsejüket gyakran ekvigranuláris mozaik pát tölti ki (5. ábra, 5). Az utóbbi, szemmel láthatóan késői mozaikpát generációban (amelyet gyakran vas-oxidos kéreg választja el a korábbi cementgenerációtól), zárványsorokban gazdag növekedési zónák figyelhetők meg (5. ábra, 1a).

Röntgen pordiffrakciós eredmények

Az északi fal legkülönösebb képződménye a vastagpados rétegek között felbukkanó, változó vastagságú, sárga, laza finomhomokos, agyagos aleuritos (4. ábra, 3), amely 1 m vastagságban, és megközelítőleg 6 m horizontális kiterjedésben jelenik meg. Összetételét tekintve a sárga anyag 90%-át porszerű karbonát adja, amely a karbonát mellett aleurit/finomhomok méretű kvarcszemcséket tartalmaz, illetve alárendelten agyag is megjelenik benne. A röntgen pordiffraktogramon jól látható (6. ábra), hogy az agyagfrakció főként muszkovitból és illitből, illetve alárendelten szmektitből, kaolinitből és goethitből áll. A mikromineralógiai módszerekkel szeparált aleuritfrakciót a kvarc mellett főleg nehézásványok adják, amelyek mennyisége csökkenő sorrendben: ilmenit, magnetit, rutil és turmalin.



6. ábra. A röntgen pordiffrakciós mérés eredménye
Figure 6. *Result of the X-ray diffraction measurement*

I. táblázat. A stabilizotóp-mérés eredményei
Table I. *Stable isotope data*

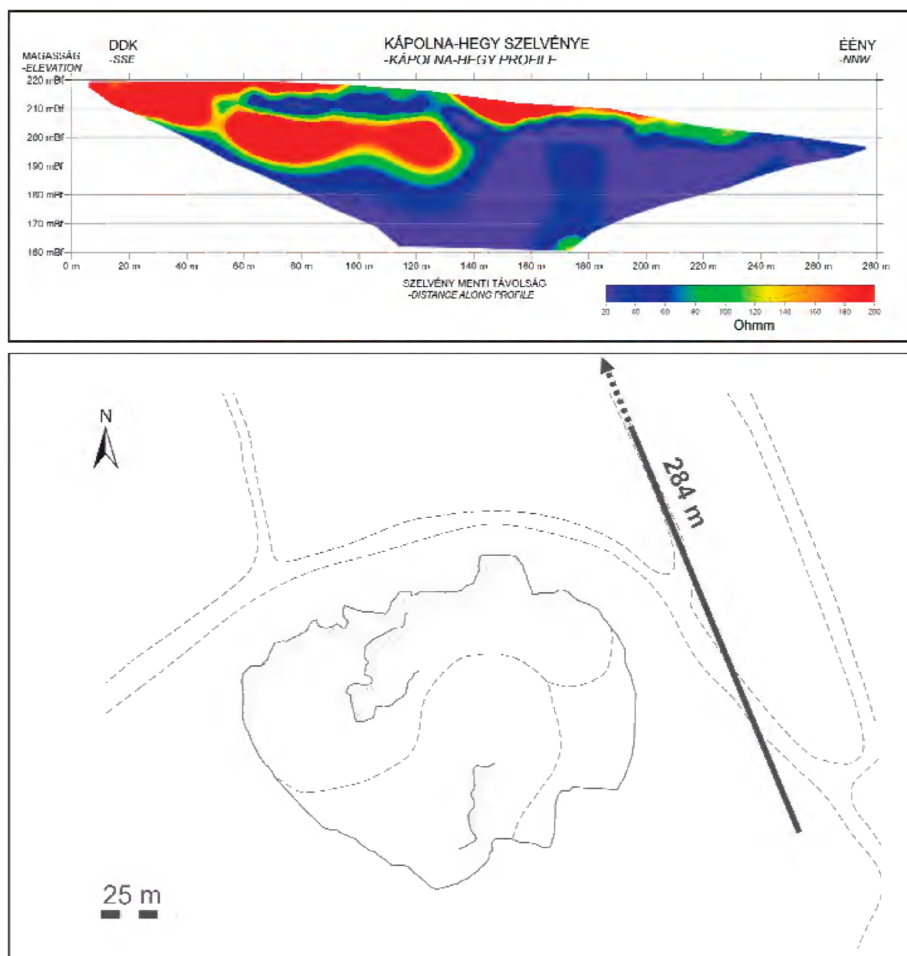
Minta (*Sample*)	$\delta^{13}C_{V-PDB}$ (‰)	$\delta^{18}O_{V-PDB}$ (‰)	$\delta^{18}O_{SMOW}$ (‰)
Mikrit (*micrite*)			
északi fal 1 (*northern wall 1*)	1,6	11,8	18,7
– északi fal 2 (*northern wall 2*)	1,7	-12,1	18,4
északi fal 3 (*northern wall 3*)	1,8	12,4	18,1
Onkoid (*oncoid*)	1,9	-12,1	18,4
„Madártoll" szerkezetű kalcit (*"feather struc." calcite*)	1,4	12,0	18,5
Cement fázis (*cement phase*)	1,8	9,7	21,0

A stabilizotóp-geokémiai vizsgálatok

Mintáink stabilizotópos összetétele (I. táblázat) a következő intervallumokon belül változik: $\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$ = 1,4–1,9‰ és $\delta^{18}O_{V\text{-}PDB}$ = –12,4–9,7‰.

Geofizikai mérések

A multielektródás geoelektromos szelvényezés eredményét a 7. ábra mutatja. A relatíve hosszú terítés (284 m)



7. ábra. Az inverzió után kapott multielektródás geoelektromos szelvény
Figure 7. *Inverted geoelectric profile*

eredményeként 60 méteres mélységből is nyertünk információt. Ezt követően az adatokon inverziót végrehajtva, öt iterációs lépés után a különböző fajlagos ellenállású részek jól elkülönültek a szelvényen, így lehetővé vált az édesvízi mészkő geometriájának pontosabb megismerése. Az RMS hiba az értelmezett szelvénynél 4,4%-nak adódott.

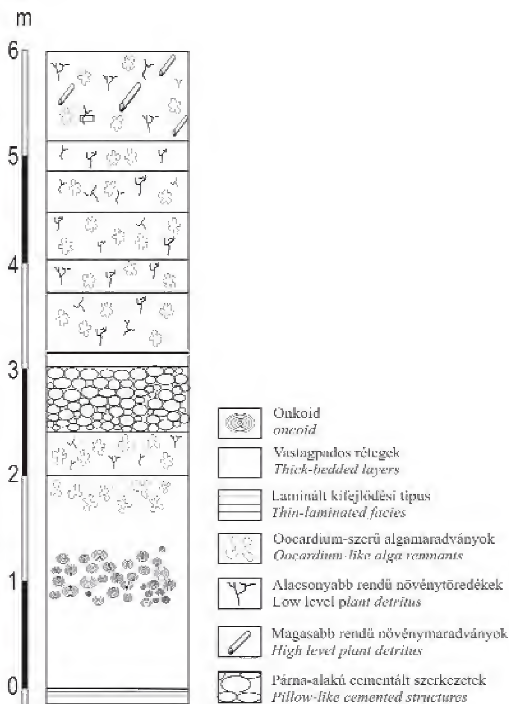
A vizsgálati eredmények értelmezése

Terepi szedimetológiai megfigyelések értelmezése

Terepi megfigyeléseink alapján elkészítettük a bánya sematikus rétegoszlopát (8. ábra). Terepi és petrográfiai megfigyeléseink alapján megállapíthatjuk, hogy az előfordulás rétegsora laminált édesvízi mészkővel kezdődik, amelyből folyamatosan fejlődik ki az északi falat felépítő, fitoklasztokban fölfelé egyre gazdagabb, vastagpados kifejlődési típus (4. ábra, 3). Összességében a rétegoszlopban felfelé haladva a magasabb rendű növénymaradványok egyre gyakoribbá válnak, míg az algamaradványok jelenléte végig domináns. A vastagpados kifejlődés porozitása felfelé növekszik és ezzel együtt cementáltsága csökken.

A mért települési adatok értelmezése

A dőlési adatokat összefoglalva megállapítható, hogy a dőlésirányok a bánya egy pontjától kifelé dőlnek és a rétegek meredeksége észak felé növekszik. Feltételezésünk szerint e pont lehetett az egykori forrásfeltörés helye, azonban a



8. ábra. Az északi fal rétegoszlopa

Figure 8. *Log of the northern wall*

bányaművelés során az előfordulás ezen részét lefejtették, ezt a feltételezésünket ezért terepi megfigyelésekkel nem tudtuk igazolni- A dőlésadatokat térképen ábrázolva egy lapos, torzult dombformát kapunk, amelyet terepi mérései alapján már SCHRÉTER (1951) is észlelt.

Petrográfiai vizsgálatok értelmezése

A három fő mikrofácies típus (laminált, vastagpados-onkoidos, vastagpados-növénymaradványos fácies) a rétegsorban egymás fölött folyamatos átmenettel települ.

A forrásfeltörés közelében elsőként kivált pelmikrit, wackestone szövetű laminák nyílt maradékporozitása feltételezhetően a kifejlődési típus elsődleges porozitásából ered, és az egymásra települő vékony rétegek között megmaradó, hosszan elnyúlt üregek gyanánt jelenik meg. Ugyanezen fáciestípusban figyelhetőek meg a már korábban említett *tollpihe szerkezet* (*"feather calcite crystals"*) (5. ábra, 3a, b). CHAFETZ & FOLK (1984), FOLK et al. (1985), ALONSO-ZARZA & TANNER(2010), FOUKE (2011) szerint ezek a kalcitok jellemzően termogén travertínókban jelennek meg, főként nyugodt vizű medencékben. Az úgynevezett mikrobiális szőnyegtől (*"microbial mat"*) való elkülönítésük nem minden esetben egyértelmű. Kialakulásuk elsősorban a lerakó forrásvíz kémiai összetételétől függ, ezen belül is a kéntartalomtól, azonban létrejöttük mechanizmusa jövőbeli kutatások tárgyát képezi (PENTECOST 2005).

A pelmikrit mátrix leülepedését egy korai mikropátos cementgeneráció kiválása követte. Az ez után következő cementgenerációk a részben cementálódott pelmikrit elsődleges intergranuláris pórusterének maradék porozitásában, illetve a biomoldokban jelennek meg.

A moldporozitás, amelyet a fitoklasztok lebomlása után visszamaradt üregek adnak, a rétegsorban felfelé haladva gyarapszik, teret biztosítva egy második (kései) pátos cement generációnak, amely az északi fal legfelső szakaszát alkotó rétegekben jelenik meg. A első (korai), illetve a második (kései) cementfázis közötti határ vékony vasoxidos sáv formájában figyelhető meg. A leírt paragenetikai sorrend alapján feltételezhetjük, hogy a kicsapódás során átmeneti változások következhettek be a forrásvíz telítettségében és a redoxviszonyokban.

A katódlumineszcens mikroszkópos vizsgálatok során megfigyelhető volt, hogy a pelmikrit mátrix minden esetben mutatott lumineszcencia jelenséget (élénk narancsszínt), míg a cementfázisok feketék maradtak. Ezek alapján arra következtethetünk, hogy a finomszemcsés, organikus anyaggal keveredett finomkristályos kalcitmátrix uralkodóan reduktív környezetben vált ki és halmozódott fel. Idővel, az ülepedési körülmények megváltozásával a későbbi, nem-lumineszkáló, de vasat nem tartalmazó pátos cementgenerációk talán már oxidatív környezetben válhattak ki.

Katódlumineszcens mikroszkópos megfigyeléseinket az UV-fluoreszcens mikroszkópos vizsgálatok is alátámasztották, igazolva, hogy a mikrit alapanyag nagy mennyiségben tartalmaz kb. 20 μm méretű, szervesanyag-gazdag fluoreszkáló csomókat (5. ábra, 3b).

A rétegsorban az előfordulás északi falán a laminált fáciest követő vastagpados kifejlődési típusok pelmikrit mátrixában *Ostracoda* héjtöredékeket figyeltünk meg (5. ábra, 4). Ezek egyértelműen tavi környezetet jeleznek, míg az onkoidok mikrobiális aktivitásra utalnak (5. ábra, 2a).

A röntgen pordiffrakciós eredmények értelmezése

A sárga, cementálatlan, aleuritos agyag röntgen-pordiffrakciós, illetve nehézásvány szeparációs vizsgálata alapján úgy véljük, hogy az északi fal egyes rétegei között megjelenő jól osztályozott „sárga por" voltaképp lösz, amely általános elterjedésű a Pannon-medence középső pleisztocén rétegsoraiban. Jelenlétére elvileg két magyarázat kínálkozik. Lehetne (1) a rétegek közé utólag, a forrásmészkő-képződmény inaktívvá válása után beiszapolódott kitöltés. Lehetségesnek tartjuk azonban azt is, hogy (2) ez a réteg a mészkőkúp fejlődése során, esetleg a mészkőkiválás átmeneti szünetében halmozódott fel. Ezt a feltételezésünket alátámasztja a multielektródás geoelektromos mérés eredménye is, amelyen jól látható a nagy ellenállású (180–200 Ohmm) édesvízimészkő-tömegbe ágyazódó kis ellenállású (20–60 Ohmm) réteg.

Pásztázó elektronmikroszkópos mérések értelmezése

Az intergranuláris térben akcesszórikusan megjelenő gipszet pásztázó elektron mikroszkóp segítségével azonosítottuk (5. ábra, 6a, b). A gipsz jelenléte arra enged következtetni, hogy az előfordulást létrehozó forrásvíz kalcium mellett ként is tartalmazhatott. Lehetséges, hogy a kén forrásai ugyanúgy a termálvízhez hozzákeveredő medencebeli szénhidrogén-tartalmú fluidumok lehettek, mint ahogy azt POROS et al. (2012) a Budai-hegység egyes kalcitkiválásaiban talált szénhidrogéntartalmú zárványok vizsgálata alapján felvetette. Mivel feltételezésünk szerint a kápolna-hegyi édesvízi mészkő kialakulása is a Budai-hegység termálvizeihez köthető, az itt azonosított gipsz bizonyíthatná, hogy a regionális rendszerből származó medencebeli hozzájárulással már a kápolna-hegyi mészkő képződése idején is számolni lehetett. Azonban mivel mindössze néhány akcesszórikus gipszkristály volt megfigyelhető a csiszolatokban, és S-izotópos mérési eredmények sem állnak rendelkezésünkre, így mindez csak hipotézisként fogalmazható meg.

Stabilizotópos adatok értelmezése

A mintaelőkészítés során sikerült elkülöníteni a mikrit- és a cement fázist, azonban a cementfoltok, ill. cementsávok kis mérete miatt, a rendelkezésre álló szerszámokkal finomabban szeparált mintavételre nem nyílt lehetőség, átlagmintákkal kellett dolgoznunk. Adataink mellett a 9. ábrán feltüntettük az előfordulás környezetében található karbonátos kőzeteket (Dachsteini Mészkő, Budai Márga, Szépvölgyi Mészkő) (GYŐRI et al. 2011), a Budai-hegységben talált miocén korú hidrotermális kalcittelérek (GYŐRI et al. 2011, POROS et al. 2012) és a budakalászi édesvízimészkő-előfordulás stabil szén- és oxigénizotópos összetételét (KELE et al. 2003) is. Ezeket az adatokat egyszerre ábrázolva megkísérelhetőek az előfordulásokat létrehozó forrásvizek eredetére és összetételére vonatkozó következtetések is.

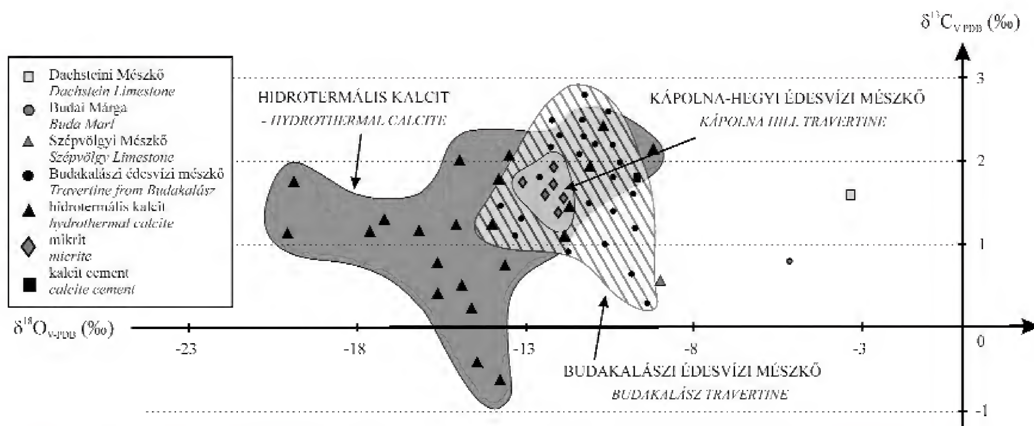
A diagramon látható, hogy a kápolna-hegyi előfordulás mikrit és a cement fázisának oxigénizotópos értékei elkülönülnek egymástól. A cement fázis pozitívabb, –9,7‰ $\delta^{18}O$ értéke arra enged következtetni, hogy — azonos összetételt feltételezve — a cementáló fluidum hőmérséklete kisbb lehetett, mint azé a fluidumé, amelyből eredetileg a travertínó kivált.

A Kápolna-hegyi travertínó és a tágabb körzet hidrotermális kalcittelléreinek stabilizotóp-geokémiai adatai (GYŐRI et al. 2011) között kimutatható hasonlóság magyarázata az lehet, hogy a Budai-hegység területén a miocén óta folyamatos a hidrotermális fluidumok áramlása (KOVÁCS & MÜLLER 1980, ERŐSS 2010, POROS 2011). A víz, áramlása közben több kőzettel is kölcsönhatásba kerülhetett, de szénizotópos összetétele leginkább a triász Dachsteini Formációéhoz hasonlít, így valószínű, hogy a feszín alatti víz számára itt is ez a képződmény volt a fő karbonátforrás.

Budakalászi és a Kápolna-hegy édesvízi mészkő előfordulásainak stabilizotópos értékei alapján megállapíthatjuk, hogy a két előfordulást valószínűleg hasonló összetételű forrásvíz hozhatta létre.

Geofizikai mérések értelmezése

Az *7. ábrán* látható multielektródás geoelektromos szelvényen alapvetően két különböző fajlagos elektromos ellenállású csoport különíthető el. A nagyobb ellenállású (180–200 Ohmm) részek a mészkőtestnek felelnek meg, míg a kisebb ellenállású (20–40 Ohmm) terület az agyagos összletet reprezentálja, amely az oligocén Kiscelli Agyag-



9. ábra. A stabilizotóp-mérések eredménye $\delta^{13}C_{V-PDB}$ - $\delta^{18}O_{V-PDB}$ diagramon ábrázolva (a két tengely léptéke különböző). A hidrotermális kalcit stabilizotóp adatai GYŐRI et al. (2011), a budakalászi édesvízi mészkő stabilizotóp adatai KELE et al. (2003) munkáiból származnak

Figure 9. *Cross-plot of of $\delta^{13}C_{V-PDB}$ - $\delta^{18}O_{V-PDB}$ values (note that x and y axes are of different scales. stable-isotope datas of hydrothermal calcite stem from GYŐRI et al. (2011) and stable-isotope datas stem of Budakalász travertine from KELE et al. (2003)*

nak feleltethető meg. A szelvényen jól látható, hogy a bányától észak felé távolodva hogyan vékonyodik ki a mészkőtest.

Következtetések

Jelen munka keretében a Budapest közelében található kápolna-hegyi édesvízimészkő-előfordulás szedimentológiai, geokémiai és geofizikai vizsgálatát és ezen alapuló paleokörnyezeti rekonstukcióját végeztük el.

1. Megfigyeléseink alapján három fő fáciest különítettünk el:

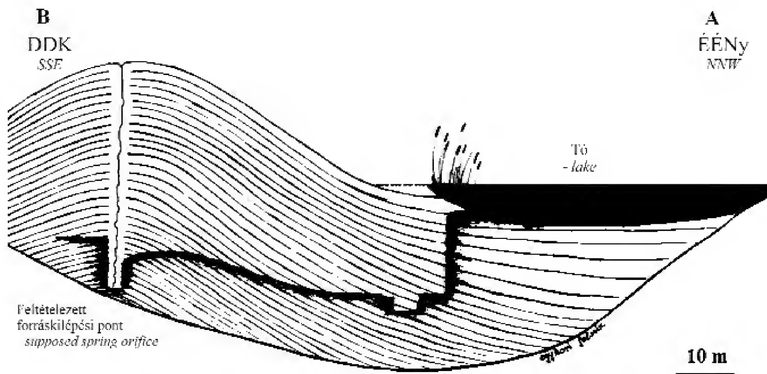
a) Laminált-, vastagpados-onkoidos fácies: amelyben megjelenik a főként termogén travertínókra jellemző tollpihe szerkezetű kalcit . A katódlumineszcens mikroszkópos vizsgálatok alapján arra következtettünk, hogy a finomszemcsés, szervesanyag-tartalmú pelmikrit mátrix uralkodóan reduktív környezetben vált ki és halmozódott fel. Idővel, az ülepedési körülmények megváltozásával a későbbi pátos cementgenerációk talán már oxidatív környezetben válhattak ki, amit a katódluminoszkópos vizsgálatok is alátámasztottak.

3. A pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok segítségével az intergranuláris térben azonosított járulékos gipsz arra utal, hogy az előfordulást létrehozó forrásvíz ként is tartalmazott. A kén eredetéül a termálvízhez hozzákeveredő medencebeli szénhidrogén-tartalmú fluidumok jelölhetőek meg, hasonlóan ahhoz, ahogy azt POROS et al. (2012) a Budai-hegység egyes kalcitkiválásaiban talált szénhidrogén-tartalmú zárványok vizsgálata alapján feltételezte.

4. Stabilizotóp-geokémiai adataink alapján az előfordulás mikrit és cement fázisának oxigénizotópos értékei elkülönülnek egymástól. Eszerint — azonos összetételt feltételezve — a cementáló fluidum hőmérséklete kisebb lehetett a travertínót lerakó fluiduménál.

5. Multielektródás geoelektromos szelvényezés segítségével lehetővé vált az egykori tavi üledékképződési környezet térbeli rekonstrukciója, alátámasztva ezzel a terepi szedimentológiai megfigyeléseket.

Vizsgálataink összességében bebizonyították, hogy a kápolna-hegyi édesvízi mészkő termogén forrásüledék és termometeogén tavi üledék együtteseként értelmezhető, amely véleményünk szerint, egy forráskúp és a forrás által táplált tó képét rajzolja ki (10. ábra).



10. ábra. A kápolna-hegyi édesvízi mészkő üledékképződési modellje

Figure 10. *Depositional model of the Kápolna-hegy travertine*

b) vastagpados-onkoidos fácies, amely mikrobiális aktivitásra utal.

c) vastagpados-növénymaradványos fácies, amely már tavi környezetben halmozódhatott fel. Ezt a feltételezést a pelmikrit mátrixban megjelenő Ostracoda héjtöredékek is alátámasztják.

2. Röntgen pordiffrakciós vizsgálataink alapján megállapítottuk, hogy az északi fal egyes rétegei között lösz jelenik meg, amely feltételezhetően a mészkőkúp fejlődése során, esetleg a mészkőkiválás átmeneti szünetében halmozódott fel. Ezt a feltételezésünket a multielektródás geoelektromos mérés eredménye is alátámasztotta.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk GYŐRI Orsolyának a mikroszkópi munkában illetve a geokémiai értelmezésben nyújtott segítségéért, HÁMORI Zoltánnak a multielektródás geoelektromos mérés lebonyolításáért és az adatok feldolgozásáért. Köszönet illeti továbbá HORVÁTH Ferencet, HIPS Kingát, VARGA Andrást, BENDŐ Zsoltot és VIRÁG Magdolnát a munkánkban nyújtott segítségükért. A kutatást az OTKA 72590 K és NK83400 támogatta.

Irodalom — References

ALONSO-ZARZA, A. M. & TANNER, L. H. 2010: *Carbonates in Continental Settings.* — Elsevier, 378 p.

BORSODY J. 2012: A Békásmegyeri Kálvária-tetői édesvízi mészkő előfordulás képződési körülményeinek rekonstruálása. — *Kézirat,* Diplomamunka, ELTE, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 121 p.

CHAFETZ, H. S. & FOLK, R. L. 1984: Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents. — *J. Sed. Petrol,* **54,** 289–316.

DUNHAM, R. J. 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. — HAM, W. E. (ed.): Classification of Carbonate Rocks. — *Mem. Am. Ass. Petrol. Geol.,* 1.Tulsa, Oklahoma, 108–121.

ERŐSS, A. 2010: Characterization of fluids and evaluation of their effects on karst development at the Rózsadomb and Gellért Hill, Buda Thermal Karst, Hungary. — *Manuscript,* PhD Dissertation, Eötvös Loránd University, 171 p.

FOLK, R. L. 1959: Practical petrographic classification of limestones. — *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* **43,** 1–38.

FOLK, R. L., CHAFETZ H., S. & TIEZZI, P. A. 1985: Bizarre forms of depositional and diagenetical calcite in hot-spring tavertine, Central Italy. — *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication* **36,** 349–369.

FOUKE, B. W. 2011: Hot-spring System Geobiology: abiotic and biotic influences on travertine formation at Mammoth Hot Spring, Yellowstone National Park, USA. — *Sedimentology* **58**, 170-219.

FÖLDVÁRI, M., BERNER, ZS. & STÜBEN, D. 2003: Thermoanalytical study of Quaternary thermal lacustrine travertine occurrences in Hungary (Buda–Vár-hegy, Budakalász, Szomód–Les-hegy). — *Acta Geologica Hungarica* **46/2,** 195–204.

FRIEDMAN, I. & O'NEIL, J. R. 1977: Compilation of stable isotope fractionation factors of geogeochemical interest. — Data of Geochemistry 6th, *Geol. Surv. Prof Paper* **440**-KK, 61 p.

GYŐRI O., POROS ZS., MINDSZENTY A., MOLNÁR F., FODOR L. & SZABÓ R. 2011: Budai-hegységi paleogén karbonátos kőzetek diagenezistörténete. — *Földtani Közlöny* **141/4,** 341–361.

HORUSITZKY H. 1939: Budapest jobb parti részének hidrogeológiája. — *Hidrológiai Közlöny* **18,** 1–404.

KELE S. 2009: Édesvízi mészkövek vizsgálata a Kárpát-medencéből: paleoklimatológiai és szedimentológiai elemzések. — *Kézirat,* PhD disszertáció, ELTE, Földtudományi Doktori Iskola, 176 p.

KELE, S., VASELLI, O., SZABÓ, CS. & MINISSALE, A. 2003: Stable isotope geochemistry of Pleistocene travertine from Budakalász (Buda Mts., Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **46/2,** 161–175.

KELE, S., DEMÉNY, A., SIKLÓSY, Z., NÉMETH, T., MÁRIA, T. & KOVÁCS, M. B. 2008: Chemical and stable isotope compositions of recent hot-water travertines and associated thermal waters, from Egerszalók, Hungary: depositional facies and non-equilibrium fractionations. — *Sedimentary Geology* **211,** 53–72.

KELE, S., SCHEUER, GY., DEMÉNY, A., SHEN, C. C., CHIANG, H. W. 2011a: A Rózsadomb (Budapest) édesvízi mészköveinek U/Th sorozatos kormeghatározása és stabilizotóp-geokémiai vizsgálata, Budapest. — *Földtani Közlöny* **141/2,** 445–468.

KELE, S., ÖZKUL, M., GÖKGÖZ, A., FÓRIZS, I., BAYKARA, M. O., ALÇIÇEK, M. C. & NÉMETH, T. 2011b: Stable isotope geochemical and facies study of Pamukkale travertines: New evidences of low-temperature non-equilibrium calcite-water fractionation. — *Sedimentary Geology* **238,** 191–212.

KORPÁS, L., KOVÁCS-PÁLFFY, P., LANTOS, M., FÖLDVÁRI, M., KORDOS, L., KROLOPP, E., STÜBEN, D. & BERNER, ZS. 2004: Sedimentology, geochemistry, chronology and palaeokarst evolution of Quaternary thermal lacustrine travertine. An integrated case study from Vár-hegy, Budapest, Hungary. — *Földtani Közlöny* **134,** 541–562.

KOVÁCS, J. & MÜLLER, P. 1980: Budai-hegyek hévizes tevékenységének kialakulása és nyomai. — *Karszt és Barlang* ***1980/2,*** *93–98.*

MYNDSZENTY A., MÁDLNÉ SZŐNYI J., PETHŐ S. L., KOVÁCS J., MÜLLER I., FODOR L., KÁDÁR M., ANGELUS B., ERŐSS A., NYÚL K., POYANMEHR Z. & VARGA R. 2000: A Rózsadombi Termálkarszt Monitoring optimalizálása. Zárójelentés a 2000. évben végzett munkáról. — *Kézirat,* ELTE-TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 111 p.

PENTECOST, A. 2005: *Travertine.* — Springer Verlag, 445 p.

PENTECOST, A. & VILES, H. 1994: A review and reassessment of travertine classification. –*Géographie physique et Quaternarie* **48,** 305-314.

POROS, ZS., MINDSZENTY, A., MOLNÁR, F., PIRONON, J., GYŐRI, O., RONCHI, P. & SZEKERES Z. 2012: Imprints of hydrocarbon-bearing basinal fluids on a karst system: mineralogical and fluid inclusion studies from the Buda Hills, Hungary. — *International Journal of Earth Sciences* **101,** 429–452.

POROS ZS. 2011: Fluid migration and porosity evolution in the Buda HiIls, Hungary — selected examples from Triassic and Paleogene carbonate rocks. — *Manuscript,* PhD Dissertation, Eötvös Loránd University 141 p.

SCHEUER GY. 1996: A Budapest-Békásmegyer Kálvária-tetői alsó pleisztocén édesvízi mészkő paleo-hidrogeológiai vizsgálata. — *Hidrológiai Közlöny* **2,** 105–112.

SCHEUER GY. 2004: A Budapest Békásmegyeri öblözet (III. ker) körüli alsó-pleisztocénpaleohévforrások és kiválásaik vizsgálata. — *Hidrológiai Tájékoztató* **44/1,** 66–69.

SCHEUER, GY. & SCHWEITZER, F. 1974: Új szempontok a Budai-hegység környéki édesvízi mészkőösszletek képződéséhez. — *Földrajzi Közlemények* **22,** 113–134.

SCHEUER GY. & SCHWEITZER F. 1980: A budai hévízforrások fejlődéstörténete a felsőpannontól napjainkig. — *Hidrológiai Közlöny* **11,** 492–501.

SCHEUER GY. & SCHWEITZER F. 1985: Az édesvízi mészkőkúpok típusai és alakulati formái. — *Földtani Közlöny* **115,** 385-398.

SCHEUER GY. & SCHWEITZER F. 1988: A Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. — *Földrajzi Tanulmányok* **20,** Akadémiai Kiadó, Budapest, 131 p.

SCHRÉTER, Z. (1951): A Budai- és Gerecse-hegység peremi édesvízi mészkő előfordulásai. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1949**-ről, 111–150.

SPÖTL, C. & VENNEMANN, T. W. 2003: Continous-flow stbale isotope ratio mass spektrometric analysis of carbonate minerals. — *Rapid Communication in Mass Spectrometry* **17,** 1004–1006.
TÖRÖK Á. & ÜNNEP V. 2011: A kápolna-hegyi édesvízi mészkő terepi szedimentológiai vizsgálata (Budai-hegység). — *Kézirat, OTDK dolgozat*, 67 p.
WEIN, GY. 1977: A Budai-hegység tektonikája. — *MÁFI alkalmi kiadvány*, 76 p.

Kézirat beérkezett: 2012. 12. 07.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

143/3, 265–278., Budapest, 2013

A Maros hordalékkúp felső-pleisztocén–holocén fluviális képződményei

SÜMEGHY Borbála[1], KISS Tímea[1], SIPOS György[1], TÓTH Orsolya[1]

[1] Szegedi Tudományegyetem, Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2–6., sumeghyb@geo.u-szeged.hu, kisstimi@gmail.com, gysipos@geo.u-szeged.hu

Late Pleistocene – Holocene fluvial landforms of the Maros River Alluvial Fan

Abstract

The surface of the extensive Maros/Mures Alluvial Fan is densely (0.78 km/km^2) covered by palaeo-channels. The aim of the present study is to determine the direction of the river-courses, the channel morphology and OSL age distribution of the palaeo-channels, and to reconstruct the final period of the development of the alluvial fan.

On the surface of the alluvial fan, 18 palaeo-channel zones were identified; their channel pattern is meandering, braided, anastomosing or misfit. The existence of these channels indicates that the main process of the fan development was an avulsion rather than a gradual lateral migration and overbank floodplain accumulation. The oldest palaeo-channels (18.7±2.3 ka – 14.2±1.4 ka) shifted towards the north from the EW-axis of the alluvial fan, draining water to the Körös Basin. The similar age of the palaeo-channel zones indicates rapid avulsions and river course changes, or the coexistence of palaeo-channels. In the northern part of the alluvial fan the last river-course change happened ca. 12 thousand years ago, when the channel turned slightly southwards. The huge meandering channel (12.4±2.1 ka – 9.6±1.3 ka) and the coexisting misfit channels drained a large amount of water (Qb=2500 m^3/s). In the next development phase the Maros ran northwards, but after a sharp bend it turned towards the south and started to form the southern lobe of the alluvial fan. Approximately 8.5±0.9 ka – 5.3±0.8 ka ago the coexisting channels had a large bankfull discharge (1000-2000 m^3/s). The last palaeo-course of the Maros River dates back to 1.9±0.3 ka, indicating decreasing discharge (Qb= 1400 m^3/s) at the end of the Holocene. In the final phase of the evolution of the alluvial fan, the present-day course of the river was developed and its discharge dropped even further (680 m^3/s).

Keywords: alluvial fan, channel pattern, palaeo-discharge, OSL dating, Maros River

Összefoglalás

A Maros a negyedidőszakban kiterjedt hordalékkúpot épített, amelynek felszínét az egykori medrek sűrű hálózata (0,78 km/km^2) borítja. Célunk a felszíni paleomedrek (napjainkban már nem aktív, elhagyott medrek) futásirányának, morfológiájának és korának meghatározása, illetve az, hogy segítségükkel a hordalékkúp fejlődéstörténetének utolsó szakaszát rekonstruáljuk.

Eredményeink szerint a Maros-hordalékkúp felszínén 18 paleomeder-pászta különíthető el, amelyeket meanderező, fonatos, szövedékes (anasztomizáló) és „bele nem illő" (misfit) medermintázat jellemez. Ezek a jól kivehető medrek egyértelműen azt mutatják, hogy a hordalékkúp nem fokozatos és folyamatos ártérátdolgozással épült, hanem a Zámi-szorosból kilépve irányváltoztatások sorozatán keresztül. A Maros legidősebb medrei (a–c folyásirány). 18,7±2,3 – 14,2±1,4 ezer évvel ezelőtt a hordalékkúp tengelyéről egyre északabbra vándoroltak a Körösök irányába. Több paleomeder-pászta hasonló OSL kora arra utal, hogy ekkortájt vagy nagyon gyors folyásirányváltások zajlottak, vagy egyszerre több meder is aktív lehetett. A hordalékkúp északi részén az utolsó nagy folyásirányváltás kb. 12 ezer éve történt, amikor a meder délebbre tevődött (d folyásirány). A hatalmas meanderező meder (12,4±2,1 ka – 9,6±1,3 ka) és a vele egykorú „bele nem illő" (misfit) fattyúágak mederkitöltő vízhozama (kb. 2500 m^3/s) a mai értékeket (Q_b=680 m^3/s) sokszorosan meghaladta. A következő nagy irányváltás során bár a Maros kezdetben északra fordult, utána a Battonyai-hátat már dél felől kerülte meg, és a hordalékkúp déli részét kezdte építeni. A 8,5±0,9 – 5,3±0,8 ezer éve létező medrek együttesen igen nagy vízmennyiséget szállíthattak (1000–2000 m^3/s). A hordalékkúp legfiatalabb medrei közel 2 ezer évesek és csökkenő (kb. 1400 m^3/s) vízhozamot jeleznek, amely folyamat végén a mai Maros áll, a legkisebb mederkitöltő vízhozammal (680 m^3/s).

Tárgyszavak: hordalékkúp, medermintázat, egykori vízhozam, OSL kormeghatározás, Maros

Bevezetés

Az Alföld-peremi hordalékkúpok kialakulása a pliocénban kezdődött a peremterületek felől indulva (BORSY 1987, MIKE 1991). Azonban a hordalékkúpok épülése sem térben, sem időben nem volt folyamatos, hiszen a tektonikus mozgások hatására a folyók hordalékkúpjuk kisebb-nagyobb felszíneit hosszabb-rövidebb időre elhagyták (SCHAFARZIK 1918, BORSY 1989, SÜMEGI et al. 1999), így horizontálisan és vertikálisan is komplex mintázatot követve épültek fel. Míg a hordalékkúpok területi kiterjedése és kavics-homokrétegeik egymásra épülése részletesen vizsgált (SCHAFARZIK 1918, PÉCSI 1959, BORSY 1989, NAGY 2002), addig számos korábbi kutatásban az üledékek korának meghatározása — a kor technikai lehetőségeiből adódóan — leginkább feltevéseken és következtetéseken alapult. Az utóbbi évtizedekben azonban a hordalékkúpok, illetve a környezetükben lévő süllyedékterületek fiatal felszíni képződményeinek numerikus korát pollenanalízissel, radiokarbon és OSL mérésekkel bizonyos helyeken már sikerült meghatározni (BORSY et al. 1989, FÉLEGYHÁZI 1998, GÁBRIS 1998, NÁDOR et al. 2007a). BORSY (1989) szerint az Alföldön a holocén második felében már nem volt egyetlen épülő hordalékkúp sem, amit a klimatikus és tektonikus okok megváltozásával magyarázott. Azonban például a Maroson a szabályozások után a megnövekedett esés és hordalékhozam miatt fiókhordalékkúp épült a korábbi hordalékkúp előterében (KISS et al. 2011), tehát egyes helyeken akár a holocén során is épülhettek a hordalékkúpok, vagy megváltozhatott a folyók futásiránya.

Jelen kutatásban célunk a Maros hordalékkúp felszíni képződményeinek vizsgálata (amelyet elsősorban a magyarországi részen tudtunk megvalósítani, a román és szerb részletes topográfiai térképek hiányában). A vizsgálat első lépéseként célul tűztük ki a hordalékkúp magyarországi és romániai területére eső medrek futásának és medermintázatának meghatározását, amiből következetni lehet egykori vízhozamukra. A medrek és övzátonyaik korának meghatározásával pedig célunk annak vizsgálata volt, hogy mikor változtatta a Maros a folyásirányát a vizsgált hordalékkúpfelszínen, illetve, hogy működhetett-e egy időben több meder.

A hordalékkúpok formái és folyamatai

A hordalékkúpokat a vízgyűjtő területről érkező hordalékban gazdag vízfolyások építik fel. A hordalékkúp legmagasabb részét, ahol a folyó kilép a hegyek közül a hordalékkúp csúcsának nevezzük. Ettől a ponttól kiindulva kis méretarányban három részre oszthatók a hordalékkúpok: (1) proximális (axiális) rész a hordalékkúp csúcsához közel eső terület, (2) középső, centrális rész és a (3) peremi, disztális rész (RACHOCKI 1981, MURKERJI 1990), majd a hordalékkúp belesimul az előtte lévő síkságba.

A hordalékkúpok felépítésében a legfontosabb szerepe a főmedernek van, hiszen ez a meder szállítja a hordalékot a vízgyűjtőről a hordalékkúp felszínére. A hordalékkúp növekedése során a főmeder — az alsóbb szakasz irányváltásai, tektonikus vagy éghajlati változások hatására — bevágódhat a csúcsi részbe, amely hordalékkúpterasz kialakulásával jár (RACHOCKI 1981). Inflexiós sávnak is nevezik a hordalékkúp azon részét, ahol megszűnik a főmeder bevágódása, eltűnik a teraszperem, így a meder egybeolvad a hordalékkúp felszínével (LECCE 1990, BLAIR & MCPHERSON 2009). Az inflexiós sávtól lefelé a vízfolyások a hordalékkúp felszínén oldalirányban szétterülnek. Ahol aktív hordaléklerakódás zajlik, ott található az aktív lerakódási lebeny (RACHOCKI 1981, BLAIR & MCPHERSON 2009).

A hordalékkúpok felszínén a legjellegzetesebb formák az egykori elhagyott medrek és az időszakosan aktív vízfolyások, amelyek hirtelen bekövetkező nagy mennyiségű csapadék hatására válhatnak újra aktívvá. Ezek az időszakos vízfolyások általában fonatos mintázatú medrek formájában vezetik el a vizet a hordalékkúp felszínéről (MURKERJI 1990). A fonatos medrek általában a hordalékkúp csúcsi részén található teraszperemeken, illetve a hordalékkúp peremi részén alakulnak ki, ahol megnő a felszín esése (RACHOCKI 1981). A hordalékkúp peremi részein gyakran hátravágódó eróziós vízfolyások is megjelennek (BLAIR & MCPHERSON 2009) és a hordalékkúp anyagának áthalmozásával másodlagos, fiók hordalékkúpok alakulhatnak ki (RACHOCKI 1981, KISS et al. 2011).

BLAIR & MCPHERSON (2009) szerint a hordalékkúp felszíni képződményeit elsődleges és másodlagos folyamatok alakítják. Az elsődleges folyamatok a hordalék szállításáért felelősek a vízgyűjtő területtől a hordalékkúpig, míg a másodlagos folyamatok a hordalékkúpon már lerakott hordalék elmozdítását és átalakulását idézik elő. Az elsődleges folyamatok felelősek tehát a hordalékkúp főbb geomorfológiai vonásainak kialakulásáért, így ide tartoznak a fluviális folyamatok mellett a víz- és hordalékhozamot befolyásoló klimatikus peremfeltételek, az esést, a mintázatot és az avulziót meghatározó szerkezeti mozgások, valamint az emberi tevékenység (SÜMEGI et al. 1999, NAGY 2002). A hordalékkúp felszínét átalakító másodlagos folyamatok közé tartozik a felszíni lefolyás és az általa okozott felszabdalódás, az eolikus tevékenység, szerkezeti mozgások, a mállás és aprózódás, a bioturbáció, a talajfejlődés, a felszín alatti vizek hatására történő összecementálódás, illetve tömegmozgások (BLAIR & MCPHERSON 2009). Ezek a folyamatok a hordalékkúp anyagának áthalmozása mellett szélsőséges esetben a hordalékkúp pusztulását eredményezhetik. Így a hordalékkúpokon egyszerre találkozhatunk az őket felépítő folyóhálózat maradványaival és a pusztulásukat jelző, a hordalékkúpi felszínbe vágódó medrekkel is (NAGY & FÉLEGYHÁZI 2001).

Mintaterület

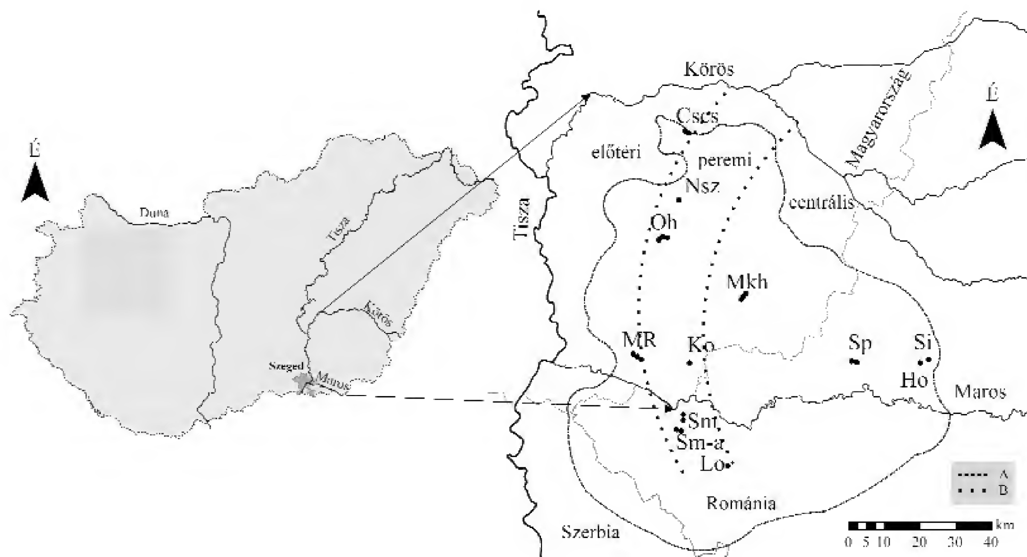
A Maros hordalékkúpja szabályos legyezőszerű forma, amelynek sugara közel 80–100 km (MIKE 1991), bár MÁRTON (1914) már korábban felhívta a figyelmet arra, hogy a Marostól északra és délre lévő hordalékkúpfelszín

jelentősen különbözik, mivel a „törmeléklegyező” északnyugati irányban messzire kiterjeszkedett. Magyarországi részét (a terület 35%-a) északról a Körösök-vidéke, nyugatról az Alsó-Tisza-vidék határolja, dél felé Románia (50%) és Szerbia (15%) területére nyúlik be. Jelen tanulmányban azonban csak a hordalékkúp Magyarországra eső részének felszíni képződményeivel foglalkozunk (mivel a medrek azonosítására alkalmas részletes topográfiai térképek csak itt álltak rendelkezésünkre), bár OSL mintákat gyűjtöttünk a romániai területeken is, hogy a felszíni medrek folyásirányát pontosabban tudjuk rekonstruálni (1. ábra).

A tektonikus mozgások miatt az aljzat különböző mélységekben található, így az intenzíven emelkedő területek között süllyedő medencék helyezkedtek el, amelyekben folyóvízi üledékképződés folyt a negyedidőszak folyamán (MIHĂILĂ et al. 1990, NÁDOR et al. 2007a, b). A viszonylagosan süllyedő területekhez tartozik a Békési-medence, a Makó–Hódmezővásárhelyi-árok, az Észak-Bánsági-árok és az Erdélyi-medence, míg ezekhez képest kiemelt helyztűek a Battonyai-hát, a Battonya– Pusztaföldvári-hát, a Nagykikinda–Szegedi-hát, illetve az Erdélyi-középhegység peremi területei (MIHĂILĂ et al. 1990, JOÓ et al. 2000, DÖVÉNYI 2010).

A Maros hordalékkúpjának épülése — hasonlóan a többi nagy hordalékkúphoz — a negyedidőszak folyamán zajlott (FLOREA et al. 1966; BORSY 1987, 1989; MIKE 1991). Míg a Zarándi-hegység előterében főleg kavicstestek találhatóak, addig hordalékkúp nagyobb része homokból, iszapból és agyagból épült fel (SAWICKI 1912). A hordalékkúpi összletek vastagsága a csúcsi részen nem éri el a 100 m-t, azonban nyugat felé 500–700 m-re vastagodik (BORSY 1989). A hordalékkúpon a folyók az emelkedő területek felől a süllyedő medencék irányába tartottak, amelyek egyben a mindenkori helyi erózióbázist is jelentették (NÁDOR et al. 2007a).

MIKE (1991) részletesen leírta a Maros hordalékkúpjának fejlődését, jóllehet az nem derült ki, hogy ezt milyen bizonyítékokra alapozta. Ugyanakkor úgy tűnik, hogy csak a felszínen levő medrek folyásirányát vette alapul, s ezt vetítette ki térben és időben. Így MIKE (1991) szerint a günzben a Maros még az Ős-Duna mellékfolyója volt, a mai Körös–Maros közén váltogatta medrét. Véleménye szerint különösen intenzíven építette hordalékkúpját a mindel–riss interstadiálisban, amit az Erdélyi-medence kiemelkedésével, a Szegedi-süllyedék gyors süllyedésével és a megnövekedett vízhozammal magyarázott. Véleménye szerint a rissben főága a Battonya–Orosháza vonal lehetett, amitől folyamatosan tevődött egyre délebbre. A würm közepén a Maros a Száraz-ér mentén haladt és Algyő környékén volt a torkolata, majd a würm végén a mai Aranka mentén futott (MIKE 1991). BORSY (1989) szerint a würm elején a Maros bevágódott a hordalékkúpja csúcsrészébe, azonban előterében tovább építette fiókhordalékkúpját, majd a késő-glaciálistól kezdődően a Tisza enyhén bevágódott, amit követett a Maros bevágódása is, így a Maros hordalékkúpjának is megszűnt a továbbépülése. Ugyanakkor a szabályozások hatására a gátak között újabb fiókhordalékkúp épült a 19–20. században (KISS et al. 2011).



1. ábra. A mintaterület a Maros hordalékkúp északi része

A: hordalékkúp határa; B: hordalékkúp részeit elválasztó vonal. Az OSL mintavételi helyek: Cscs = Csabacsüd, Ho = Horia, Ko = Kövegy, Lo = Lovrin, Mkh = Mezőkovácsháza, MR = Makó-Rákos, Nsz = Nagyszénás, Oh = Orosháza, Si = Şiria/Világos, Sm = Sânnicolau Mare/Nagyszentmiklós, Sm-a = Sânnicolau Mare-Aranka, Sp = Sânpaul/Szentpál

***Figure 1.** The study area is the northern part of the Maros Alluvial Fan*

A: limit of the alluvial fan; B: line between the three main parts of the alluvial fan; The OSL sampling sites: Cscs = Csabacsüd, Ho = Horia, Ko = Kövegy, Lo = Lovrin, Mkh = Mezőkovácsháza, MR = Makó-Rákos, Nsz = Nagyszénás, Oh = Orosháza, Si = Şiria, Sm = Sânnicolau Mare, Sm-a = Sânnicolau Mare-Aranka, Sp = Sânpaul

A hordalékkúp felszínét infúziós lösz, homokos lösz és ártéri iszapos-agyagos üledékek fedik, azonban ezek heterogénen helyezkednek el — összefüggő durvaüledékes takaró nem alakulhatott ki — a változatos medergenerációknak köszönhetően (SÜMEGI et al. 1999). Sokszínű formakincsét az egykori folyóágak, fattyúágak és különböző mértékben feltöltődött morotvák és morotvacsonkok adják (DÖVÉNYI 2010). Ugyanakkor SÜMEGI et al. (1999) szerint a hordalékkúpon futóhomokmozgás nem folyt, így a hordalékkúp megőrizte eredeti heterogén fluviális szerkezetét.

Módszerek

A hordalékkúp felszínén található elhagyott medrek geomorfológiai elemzésével, egymásra épülésük vizsgálatával és a medrek korának meghatározásával a hordalékkúp felszínfejlődésének utolsó fázisát rekonstruáltuk.

A hordalékkúp geomorfológiai jellemzőinek vizsgálata

A geomorfológiai vizsgálatot csupán a Maros hordalékkúp hazai részén végeztük el, mivel a szomszédos országokban a legrészletesebb elérhető térkép méretaránya csupán 1:25.000, amin az elhagyott medrek alig látszanak. A felszíni képződmények vizsgálatához 1:10 000 méretarányú topográfiai térképekből digitális domborzatmodellt készítettünk ArcGIS 10 szoftver segítségével. A hordalékkúp határvonalát a medrek folyásiránya és a környező területek geomorfológiai sajátosságai alapján húztuk meg.

A hordalékkúp felszínén az elhagyott medrek a legjellegzetesebb képződmények, amelyeket medermintázatuk alapján meanderező, fonatos, szövedékes és „bele nem illő" meder csoportokba soroltunk LEOPOLD & WOLMAN (1957) illetve ROSGEN (1994) definícióit követve. Fonatosként definiáltuk azokat a medreket, melyek partjai közel párhuzamosak és bennük nagy számú zátony maradványa megtalálható. A szövedékes (anasztomizáló) medrek hosszabb kanyargós mellékágakból tevődnek össze, amelyek között egykori ártéri szigetek vannak. A misfit („aránytalan vízfolyás"; LÓCZY & VERESS 2005) medrek idősebb, nagyobb medrek alján kanyarognak és a vízhozam lecsökkenése miatt nagyságrendileg kisebb kanyarulatok jellemzik őket, mint a bennfoglaló medreket. A medrek mintázata, folyásiránya és morfometriája alapján paleomeder-pásztákat különítettünk el. A meanderező és misfit medrekhez tartozó mederkitöltő vízhozamot a Tisza vízrendszerére kidolgozott képletek (SÜMEGHY & KISS 2011) segítségével határoztuk meg. Feltérképeztük a medrekhez kapcsolódó mederközepi zátonyokat, szigeteket, övzátony(sor)okat, sarlólaposokat, lecsapoló-medreket és folyóhátakat is, hiszen ez feltétele volt a helyes OSL mintavételnek.

OSL kormeghatározás

Az OSL mérések célja az üledékképződés idejének meghatározása. A vizsgálatok során az üledék szemcséiben azok eltemetődése óta elnyelt radioaktív dózis nagyságát mérjük közvetett módon. A mintában elnyelt dózist a felhalmozódó lumineszcens jel rögzíti, utóbbi méréséből következtetni lehet az előbbire (egyenérték dózis). Ha mindemellett meghatározzuk a mintát egységnyi idő alatt érő radioaktív sugárzás energiájának nagyságát (környezeti dózisteljesítmény), akkor a két érték hányadosából az eltemetődés óta eltelt idő számítható.

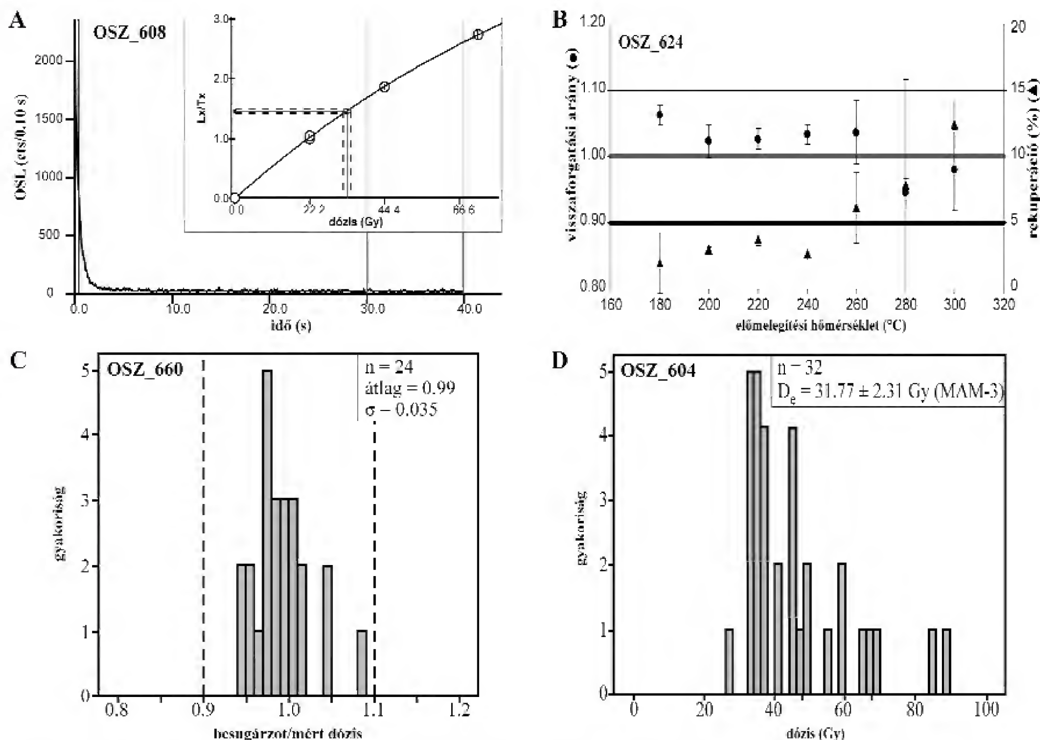
Az OSL mintákat a meanderező paleomedrek övzátonyainak, illetve a fonatos medrek mederközepi zátonyainak homokos anyagából gyűjtöttük. A mintavétel előtt tájékozódó fúrásokat mélyítettünk, s ezek szemcse-összetételi vizsgálata alapján jelöltük ki a legfelső homokos, még egyértelműen folyóvízi felszínformálásra utaló rétegeket. Ahol a meanderekhez jól fejlett övzátonysorok csatlakoztak, ott a morfológiailag legidősebb és legfiatalabb formát is megmintáztuk (5. ábra). Összesen 22 homokmintát gyűjtöttünk Eijkelkamp bolygatatlan mintavevő segítségével (3. ábra).

A fentieknek megfelelően a korok a fő mederformálási időszakokat, illetve a legjelentősebb mederváltások idejét (avulzió) reprezentálják, semmint a fluviális folyamatok teljes megszűnését, hiszen a medrek egy-egy nagyobb árvíz idején reaktiválódhattak, igaz ekkor már csak finomabb ártéri üledékek rakódhattak le.

A feltárást és minta előkészítést kis nyomású Na-lámpák szűrt és tompított sárga fénye mellett végeztük, a szakirodalomban elfogadott lépéseket követve (MAUZ et al. 2002, THAMÓNÉ BOZSÓ & NAGY 2011). Törekedtünk a minél durvább, még elegendő mennyiségben jelenlévő szemcsefrakció szeparálására (RITTENOUR 2008), így méréseinket 150–220 µm, illetve 90–150 µm méretű szemcséken végeztük. A lumineszcens vizsgálatok RISŘ DA-15 típusú TL/OSL műszerrel történtek.

A minták egyenértékdózisát (D_e) az egy mintás regenerációs (SAR – single aliquot regeneration) mérési protokoll segítségével határoztuk meg (WINTLE & MURRAY 2006). Ennek során a természetes lumineszcens intenzitáson túl három növekvő nagyságú regenerációs dózis, egy zéró dózis és egy megismételt regenerációs dózis által előidézett lumineszcens intenzitásokat mértük meg (2. ábra).

A minták hőkezelése szempontjából legalkalmasabb előmelegítési hőmérsékleteket plató tesztek segítségével határoztuk meg, melyek során 10 °C lépésközökkel emeltük az előmelegítés nagyságát. A tesztek során a minták általában a 200–220 °C tartományban nyújtották a legmegbízhatóbb eredményeket (2. ábra). Az egyes mérési körök végén próbaként magas hőmérsékletű kezelésnek (hot bleach) is alávetettük a részmintákat (WINLE & MURRAY 2006), ez azonban nem növelte a mérések reprodukálhatóságát, így a későbbiekben már nem iktattuk be ezt a lépést. Az első melegítés hatására bekövetkező lumi-



2. ábra. Egy-egy reprezentatív minta OSL tulajdonságai: (A) OSL lecsengési görbe, illetve a mérési körök alapján megszerkesztett dózis-lumineszcens válasz összefüggés, (B) az első regenerációs dózis, és annak ismétlésére adott lumineszcens válaszok hányadosa (visszaforgatási arány), valamint a zéró dózisra adott lumineszcens válaszok az előmelegítési hőmérséklet függvényében (rekuperáció), (C) ismert dózis besugárzását követő egyenérték dózis meghatározás pontossága, (D) a részminták egyenérték dózis eredményeinek eloszlása

Figure 2. *Characteristic OSL behaviour of some representative samples: (A) natural glow out curve and dose response curve of a characteristic aliquot, (B) the ratio of luminescence signals in terms of the first regeneration dose and its repeated measurement (recylcling ratio), and the luminescence in terms of the zero dose (recuperation), both in function of preheat temperature, (C) the precision of the measurement of a known artificial dose (dose recovery), (D) the distribution of equivalent doses measured from sample aliquots*

neszcens érzékenységváltozás jelentőségét dózis visszamérési tesztekkel (dose recovery test) vizsgáltuk (2. ábra). A mesterségesen besugárzott, majd később visszamért dózis hányadosa 1-hez közeli értékeket mutatott, azaz a minták alkalmasnak bizonyultak a további mérésekhez.

A minták egyenértékdózisát 2 mm átmérőjű (~100 szemcsét hordozó) részminták segítségével határoztuk meg, hogy növeljük a fluviális üledékek esetében jellemző dózis szóródást, s a legkisebb dózisokat elnyelő részminták segítségével minimum kort tudjunk meghatározni. Mintánként 72–96 részminta vizsgálata történt meg, melyeknek mintegy 50%-a szolgáltatott jól mérhető természetes lumineszcens lecsengési görbéket (2. ábra), illetve felelt meg a további SAR kritériumoknak. A mérések kiértékelését Analyst 3.24 (2007) szoftver segítségével végeztük.

Az egyes részmintákból meghatározott egyenértékdózisok eloszlása jelentős ferdeséget mutatott, mint általában a fluviális minták esetében (2. ábra). ARNOLD et al. (2007) döntési mechanizmusát alkalmazva az egyes minták részeredményeit a 3 paraméteres minimum kor modell (MAM-3) segítségével elemeztük (GALBRAITH et al. 1999). Ez a módszer a legalacsonyabb dózissal rendelkező részminta populációhoz illeszt csonkolt normáleloszlást. Az így kapott minimum dózisokat alkalmaztuk ezt követően a további számításokhoz (1. táblázat).

A környezeti dózisteljesítményt (D*) a mintákat befoglaló kiszárított üledék nagy felbontású gamma spektroszkópiás elemzésével, a bennük lévő ^{232}Th (ppm), ^{238}U (ppm) és K (%) koncentráció alapján határoztuk meg, ADAMIEC & AITKEN (1998) konverziós együtthatóit felhasználva. A nedves közegre vonatkozó dózisteljesítményt az in situ nedvességtartalom és a talajvíz szintjének figyelembe vételével adtuk meg. A kozmikus sugárzás intenzitását PRESCOTT & HUTTON (1994) módszerét követve számítottuk.

I. táblázat. A Maros hordalékkúpon lévő paleomederek zátonyaiból gyűjtött minták főbb jellegzetességei

Table I. Main features of the collected samples

Paleo meder pászta Mintavételi hely	Minta száma	w (%)	Mélység (cm)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	D* (Gy/ka)	D_e (Gy)	Kor (ezer év)	Mintázat	Q_{mk} (m^3/s)	Futásvonal
I. (Mkh) Mezőkovácsháza	OSZ_612	11±2	225	1,84±0,09	7,65±0,38	1,31±0,07	2,21±0,24	41,40±3,00	**18,7±2,3**	M	508	a
	OSZ_610	17±3	225	2,28±0,11	9,53±0,48	1,58±0,08	2,51±0,22	32,36±2,34	**12,9±1,4**	Mf	27	
	OSZ_608	9±2	255	1,67±0,08	6,67±0,33	1,13±0,06	1,99±0,23	22,70±2,72	**11,4±1,7**			
VI. (MR) Makó-Rákos	OSZ_602	15±3	255	1,70±0,08	7,14±0,36	1,30±0,06	2,05±0,20	33,47±2,85	**16,3±1,9**	M	2220	a
	OSZ_604	18±4	275	2,13±0,11	8,37±0,42	1,39±0,07	2,23±0,18	31,77±2,31	**14,2±1,4**			
	OSZ_606	20±4	295	2,19±0,11	9,27±0,46	1,54±0,08	2,37±0,19	31,46±2,95	**13,3±1,4**			
III./b. (Ko) Kövegy	OSZ_614	9±2	175	1,52±0,08	5,91±0,30	1,13±0,06	1,91±0,22	29,56±2,35	**15,5±2,0**	F	-	b
X. (Nsz) Nagyszénás	OSZ_622	9±2	175	1,71±0,09	6,47±0,32	1,28±0,06	2,12±0,25	32,28±2,63	**15,2±2,0**	F	-	c
XIII. (Cscs) Csabacsűd	OSZ_626	13±3	195	2,16±0,11	8,08±0,40	1,17±0,06	2,11±0,23	35,96±3,29	**15,1±1,9**	M	2427	c
	OSZ_624	9±2	165	2,31±0,12	8,36±0,42	1,30±0,06	2,39±0,28	34,09±2,95	**14,3±1,9**			
XX. (Si) Șiria - Világos	OSZ_657	12±2	205	1,82±0,09	7,07±0,35	1,26±0,06	2,10±0,19	30,61±2,72	**14,6±1,7**	F	-	c
IX. (Oh) Orosháza	OSZ_616	5±1	165	1,10±0,05	4,41±0,22	1,18±0,06	1,84±0,25	18,67±1,87	**12,4±2,1**	M	2655	d
	OSZ_618	5±1	115	1,17±0,06	4,75±0,24	1,11±0,06	1,81±0,25	20,77±2,49	**11,5±1,9**			
	OSZ_620	18±4	215	2,27±0,11	8,20±0,41	1,55±0,08	2,38±0,20	22,91±3,12	**9,6±1,3**			
XI. (Ho) Horia - Újpanád	OSZ_661	10±2	115	2,05±0,10	8,54±0,43	1,77±0,09	2,73±0,30	21,87±2,05	**8,0±1,1**	M	2560	e
XV. (Sp) Sânpaul - Szentpál	OSZ_654	20±4	155	0,96±0,05	4,46±0,22	1,26±0,06	1,63±0,13	13,98±1,42	**8,5±0,9**	M	1180	e
	OSZ_655	5±1	95	0,75±0,04	3,26±0,16	1,14±0,06	2,10±0,19	11,03±1,82	**5,3±0,8**			
XVIII. (Lo) Lovrin - Lőrántfalva	OSZ_664	6±1	125	1,43±0,07	6,29±0,31	1,28±0,06	2,11±0,25	15,08±1,61	**7,1±1,0**	F	-	e
XIV. (Sm) Sânnicolau Mare - Negyszentmiklós	OSZ_665	6±1	115	0,99±0,05	3,82±0,19	1,20±0,06	1,77±0,21	10,82±1,76	**6,1±1,1**	M	2062	e
	OSZ_667	8±2	165	1,02±0,05	4,36±0,22	1,23±0,06	1,81±0,17	6,34±0,64	**3,5±0,4**			
XV. (Sm-a) Sânnicolau Mare - Negyszentmiklós	OSZ_659	3±1	115	1,31±0,07	5,10±0,25	1,20±0,06	1,99±0,24	3,22±0,61	**1,6±0,3**	M	1426	f
	OSZ_660	7±1	65	1,32±0,07	5,06±0,25	1,28±0,06	1,98±0,21	3,71±0,45	**1,9±0,3**			

A mintavételi helyek az 1. ábrán, a paleomeder pászták a 3. ábrán vannak jelölve. w: nedvességtartalom (%);környezeti dózis értékek: U (ppm), Th (ppm), K (%); D* = dózisteljesítmény; D_e = egyenérték dózis; a mintázat oszlopban: M = meanderező, Mf = misfit, F = fonatos; Q_{mk} = mederkitöltő vízhozam SÜMEGHY & KISS (2011) képletei alapján számolva, a–f: az OSL korok alapján rekonstruált folyásirányok (l. 8. ábra)

The sampling sites are marked on Figure 1, the palaeo-channel zones are indicated on Figure 3. w: moisture content (%); environmental dose rates of U (ppm), Th (ppm), K (%); D = dose rate; D_e = equivalent dose; Channel pattern: M = meandering, Mf = misfit, F = braided; Q_{mk}:= bankfull discharge calculated using the equations of SÜMEGHY & KISS (2011), a-f: the palaeo-courses reconstructed using the OSL data (see Figure 8)*

Eredmények

A Maros hordalékkúp magyarországi részének geomorfológiája

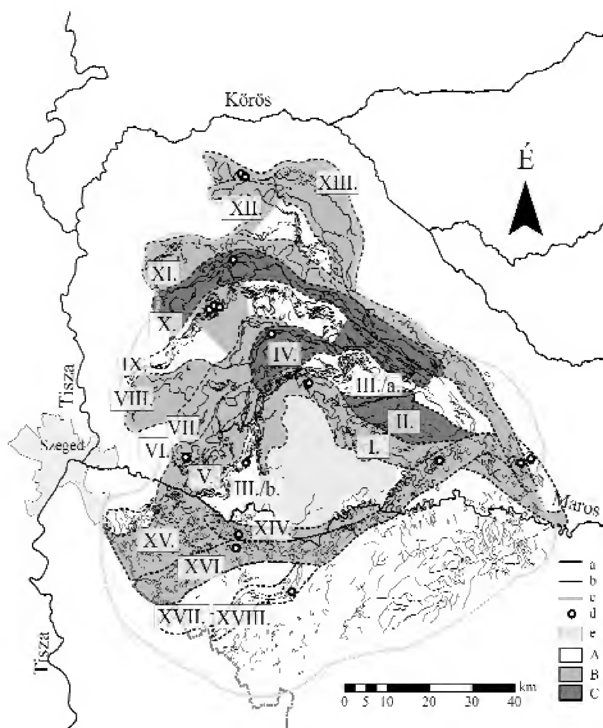
A hordalékkúp felszíne paleomedrekkel sűrűn átszőtt (a magyarországi részen a medersűrűség: 0,78 km/km^2), amelyek pásztákba (18 db) rendeződtek (3. ábra). A hordalékkúp felszíne fölé 3–5 m-rel emelkedik Battonyai-hát, amelyen medrek nem találhatóak.

A teljes mértékben **meanderező** mintázatú paleomederpászták (10 db) a hordalékkúp centrális, nyugati valamint a hordalékkúp északi előterének jellegzetes elemei (3. ábra). A hordalékkúp felszínén találkozhatunk egy olyan meanderező pásztával is, amelyben fonatos mintázatú szakaszok is megjelennek (XII. pászta), egyben pedig fonatos és szövedékes szakaszok is (IX. pászta). A meanderező medrek általában 40–60 km hosszan nyomon követhetőek, a legépebben és leghosszabban (122 km) fennmaradt meder (XI. pászta) Aradszentmártontól (Sânmartin) Derekegyházig húzódik. A medrek átlagos görbületi sugara 410 m (max: 1727 m), átlagos ívhossza 1428 m (max: 7859 m), míg átlagos húrhossza 889 m (max: 3557 m), tehát igen változatos mérettartományban mozognak. A meanderező medrek általában 1–2 km széles sávban kanyarognak, bár a legnagyobb kanyarulatokkal rendelkező IX. pásztához tartozó meanderövezet átlagosan 4,9 km széles.

A hordalékkúp tengelyében, a Battonyai-hátat megkerülő két pásztában (I. és V.) találkozhatunk „bele nem illő” (misfit) paleomedrekkel, amelyek idősebb meanderező mintázatú paleomedrek talpában alakultak ki, de jóval kisebb kanyarulati paraméterekkel (3. ábra). Átlagos görbületi sugaruk (67–106 m), ívhosszuk (228–340 m) és húrhosszuk (147–229 m), míg a misfit medreket magukba foglaló meanderező mintázatú paleomedrek görbületi sugara (202–208 m) és ívhossza (845–1008 m). Tehát az „anyameder”-ként szolgáló medrek általában 2–3-szor nagyobbak, mint a misfit medrek, míg ívhosszuk 3–4-szeres (435–519 m). A misfit medrek jellegzetessége a bevágódás, amely helyenként az 1–2 métert is elérheti. Például az V. pásztában elhelyezkedő misfit meder árterének tengerszint feletti magassága 0,5 m-rel csökkent 3 km-en belül, miközben medrének talpa közel 1 méterrel került mélyebbre (4. ábra).

A meanderező és misfit mintázatú medrekhez övzátonyok, övzátonysorok, a közöttük elhelyezkedő sarló-

laposok és lecsapoló medrek kapcsolódnak. A meanderező mintázatú pásztákban kialakult és fennmaradt 49 ***övzátonysor***ból 47% kéttagú, 33% három, 14% négy, míg csupán 6% a hat vagy több tagból áll. Ugyanakkor övzátonyok egyáltalán nem maradtak fenn az IV. és a VIII. pászta medrei mentén. A fiatalabb misfit medrek belső ívén pedig általában csak egy övzátony épült. Az övzátonysorok tagjainak elkülönítését a közöttük mélyebben elhelyezkedő ***sarlólaposok*** tették lehetővé. A legtöbb tagot számláló övzátonysorok a VII., IX., XIII. pásztában találhatóak, amelyekben az övzátonyok átlagos távolsága 155–775 m közötti. A három, illetve négy tagból álló övzátonysorok esetében az átlagos távolság kisebb (136–318 m). A pászták zömében a többtagú övzátonysorok elhelyezkedése általában független térbeli helyzetüktől, noha a hat vagy több tagból álló övzátonysorok a hordalékkúp peremi részén helyezkednek el, ahol az esés 29–31 cm/km közötti. Azonban az I. és XIII. pásztára jellemző, hogy folyásirányban lefelé egyre több tagból álló övzátonysorok fordulnak elő bennük, ahogy a meandereik egyre nagyobbá (pl. XIII. pászta átlagos görbületi sugaruk 458 m-ről 854 m-re nő) és érettebbé válnak (pl. XIII. pászta ívhossz/húrhossz hányadosa 1,21-ről 1,37-re nő). Az I. pászta négytagú övzátonysorai a hordalékkúp centrális részén helyezkednek el, ahol az ártér esése a legkisebb (24 cm/km). Tehát az övzátonysorok tagjainak száma bár kapcsolatban van az árterek esésével, de ezt felülírhatja a kanyarulat folyószakaszon belül elfoglalt helyzete.

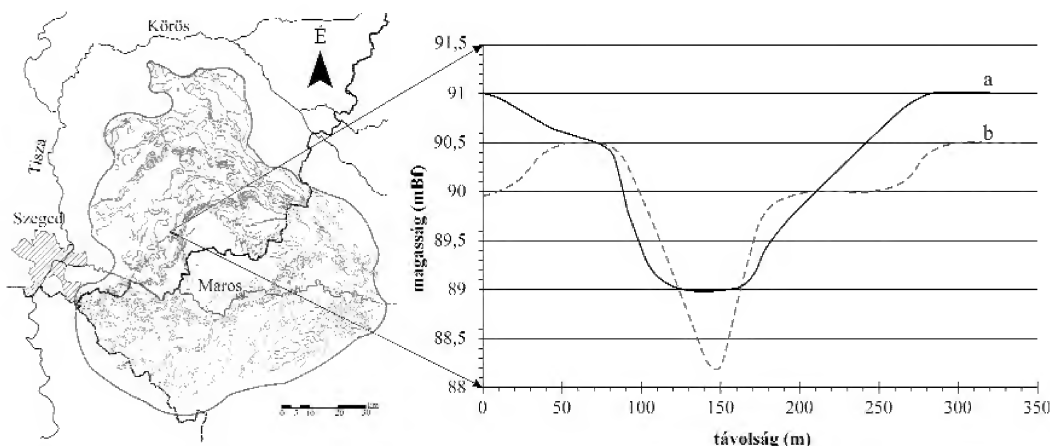


3. ábra. A vizsgált hordalékkúpfelszínen a paleomeder-pászták jellegzetes medermintázattal rendelkeznek

a = vízfolyás, b = paleomeder, c = hordalékkúp határa, d = OSL mintavételi pontok, e = Battonyai-hát; Paleomeder mintázattípusok = A = fonatos, B = meanderező, C = anasztomizáló

Figure 3. *The palaeo-channel zones on the alluvial fan surface have typical channel pattern*

a = active river, b = palaeo-channel, c = limit of the alluvial fan, d = OSL sampling site, e = Battonya Plateau; Palaeo-channel patterns = A = braided, B = meandering, C = anastomosing

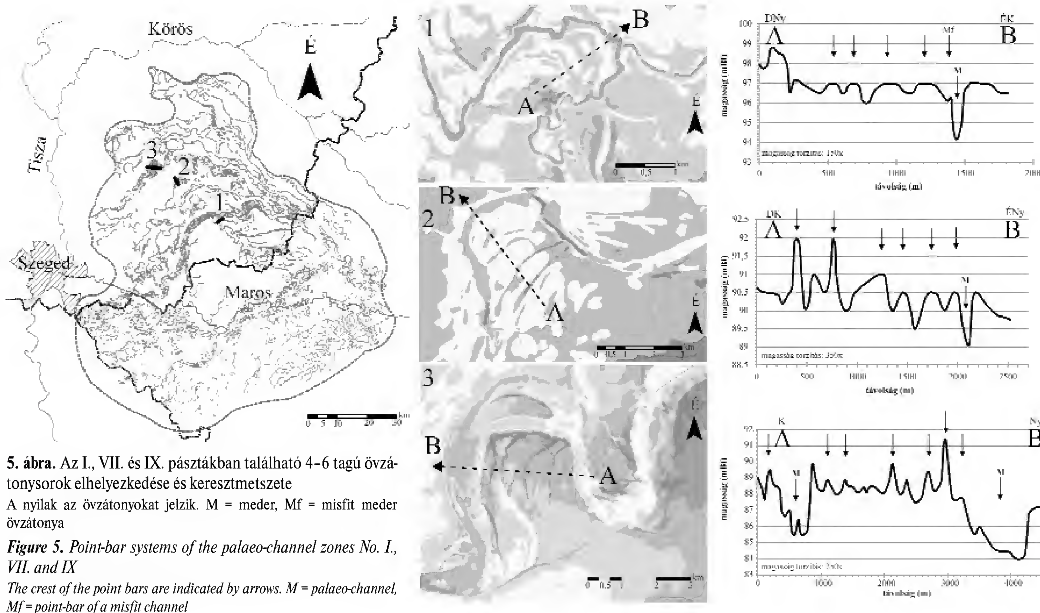


4. ábra. Az V. pásztában található misfit vízfolyás (b) bevágódott az idősebb meder talpába (a)

Figure 4. *The misfit channel (b) in zone V was incised into the riverbed of an older palaeo-channel (a)*

Az övzátonysorok általában csupán 0,5–1 méterrel emelkednek a partél szintje fölé, illetve azzal azonos magasságban vannak (5. ábra). A legnagyobb meanderek a IX. pásztában találhatóak, itt az övzátonyok 2–3 méterrel emelkednek a paleomeder éle fölé. Azt, hogy az övzátonysorok tagjai igen gyakran hasonló magasságban helyezkednek el, okozhatja az, hogy eredetileg sem volt köztük jelentős magasságkülönbség, vagy kialakulásuk után az erózió, a szántás, illetve a vékony löszös köpeny miatt az övzátonysorok részben eltűntek. Ugyanakkor az megfigyelhető, hogy a medertől legtávolabb elhelyezkedő övzátony a legmagasabb, ami illeszkedik a kanyarulatfejlődés általános szabályához, miszerint ahogy nő a kanyarulat fejlettsége, úgy csökken a medermenti övzátony magassága (GÁBRIS et al. 2002). A misfit paleomedrekhez tartozó övzátonyok magassága pedig csupán néhány dm, sokszor csak a terepen ismerhetőek fel (5. ábra I. paleomeder-pászta utolsó övzátonya).

Egyes kanyarulatok külső ívéhez ***lecsapoló medrek*** kapcsolódnak, amelyekbe a főmeder vízállásának megfelelően áramlott a víz (bifurkáció). A legtöbb az I. pászta misfit medréhez kapcsolódik, ahol a kanyarulatok 22%-nál találhatunk lecsapoló medret a kanyarulat külső ívén. A lecsapoló medrek hossza igen különböző, hiszen 200 m és több km között változik. Szélességük függ a lecsapoló meder méretétől, hiszen a már csaknem önálló medernek tekinthető, több km hosszú lecsapoló medrek szélessége 70–150 m közötti, míg a rövidebb (200–300 m) lecsapoló medrek szélessége csupán 30–40 m. A hordalékkúp centrális részén alig találhatunk lecsapoló medreket, míg a nagyobb esésű hordalékkúp-peremi területeken számuk növekszik.



5. ábra. Az I., VII. és IX. pásztákban található 4-6 tagú övzátonysorok elhelyezkedése és keresztmetszete

A nyilak az övzátonyokat jelzik. M = meder, Mf = misfit meder övzátonya

Figure 5. *Point-bar systems of the palaeo-channel zones No. I., VII. and IX*

The crest of the point bars are indicated by arrows. M = palaeo-channel, Mf = point-bar of a misfit channel

Szövedékes mintázatú medrek (3. ábra) a hordalékkúp proximális részéhez közeli hordalékkúpfelszínen alakultak ki, négy pásztában (II., IV., IX. és X. pászta). A szövedékes paleomedrek jellegzetessége a számos kis hozamú, többé-kevésbé kanyargós, egymással összeköttetésben álló ágrendszer (TIMÁR 2005). A legépebben és leghosszabban megmaradt szövedékes mintázatú vízfolyás a X. pásztában található. Ez több, mint 70 km hosszan kanyarog a hordalékkúp csúcsi részétől egész a hordalékkúp előteréig, míg a másik három pászta rövidebb (16–28 km). A DDM elemzése azt mutatja, hogy általában a szövedékes paleomeder-pászták mentén a hordalékkúp jelenlegi esése (19–29 cm/km) nagyobb, mint ugyanezen hordalékkúpi felszíneken a meanderező vízfolyásoké (16–24 cm/km), tehát a nagyobb esés állhatott az avulziók kialakulásának hátterében.

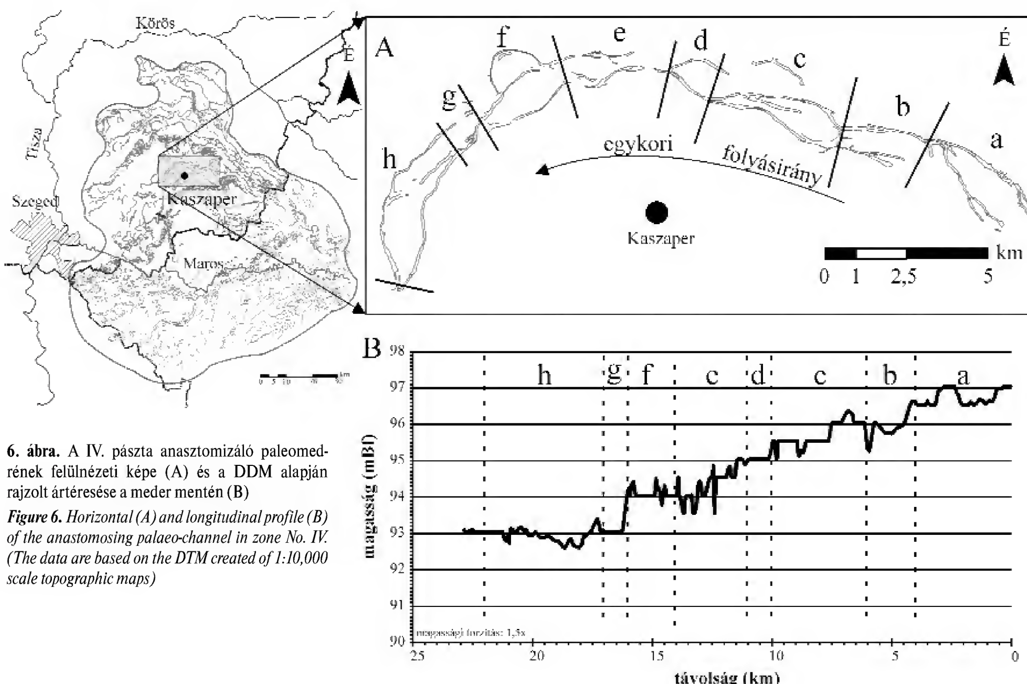
A IX. és X. pászta centrális részén a két pászta összefonódásával találkozhatunk egy széles (5–11 km) meder-övezetben, miközben a többi szövedékes paleomeder esetében a pászta szélessége csupán 1–2,5 km.

A szövedékes medrek ágrendszerei kanyargósak, a kanyarulatok átlagos görbületi sugara 790 m, ívhossza 1734 m, míg húrhossza 1573 m. A kanyarulatok fejlettségi állapota (β=ívhossz/húrhossz — LACZAY 1982) alapján a szövedékes mintázatú medrek a fejletlen kanyarulatok kategóriájába sorolhatók. Összehasonlításul, a hordalékkúp felszínén vizsgált meanderező mintázatú paleomedrek átlagos paraméterei (görbületi sugaruk 1,93-szorosa, ívhosszuk 1,21-szerese, míg húrhosszuk 1,77-szerese) jóval nagyobbak a szövedékes mintázatú medrekénél.

A szövedékes paleomedrek — mintázatukból adódóan — gazdagok avulziós és összefolyási pontokban (MAKASKE 2001). Kialakulásuk nem csupán a gyors ártérfejlődést jelzi, hanem a meder üledék- és vízszállító képességének csökkenését is (MAKASKE et al. 2009). Például a IV. pászta szövedékes paleomedre mentén felvett ártérmagasság profil (6. ábra) kirajzolja a nagyobb összefolyási és avulziós helyeket (amelyek rendre együtt fordulnak elő). Az összefolyási pontok előtt viszonylag kis esésű a terület, majd az összefolyás és avulzió rövid szakasza hirtelen nagyobb esésű, ami Az is megfigyelhető, hogy a későbbi meanderező meder szélessége az eredeti paleomeder szélességének csupán 7%-ára csökkent.

Elhagyott medrek kora

A meghatározott legidősebb meder kora 18,7±2,3 ezer évre tehető, míg a legfiatalabb 1,6±0,3 ezer éves, tehát a felszínt behálózó paleomedrek alapján a hordalékkúp felszínfejlődése a würm végétől rekonstruálható (1. táblázat).



6. ábra. A IV. pászta anasztomizáló paleomedrének felülnézeti képe (A) és a DDM alapján rajzolt ártéresése a meder mentén (B)

Figure 6. *Horizontal (A) and longitudinal profile (B) of the anastomosing palaeo-channel in zone No. IV. (The data are based on the DTM created of 1:10,000 scale topographic maps)*

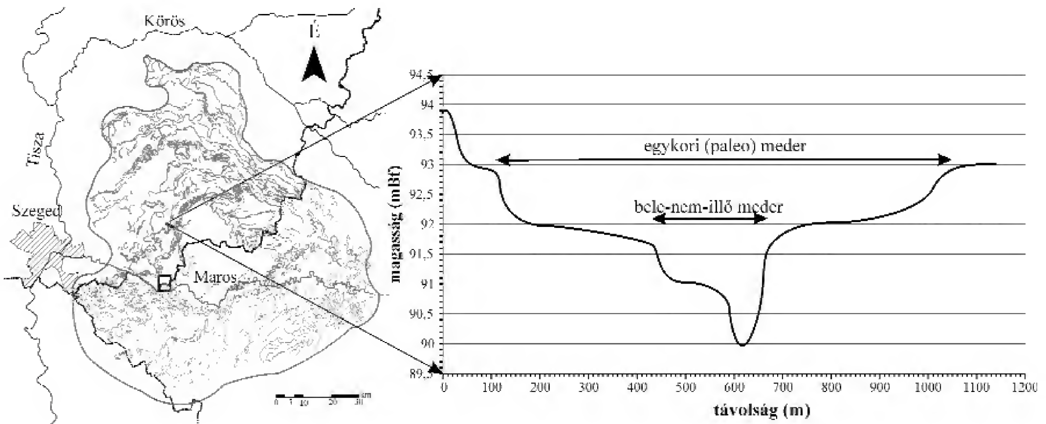
magyarázza az elágazást. A kisebb esésű szakaszok egyben a mellékágak által körülölelt ártéri szigetek előfordulási helyei is, amelyek átlagosan 3,4 km hosszúak és 1,1 km maximális szélességűek.

A **fonatos** mintázat a nagyobb esésű peremi részeken (31 cm/km) gyakrabban jelenik meg (3. ábra). Ez megegyezik RACHOCKI (1981) eredményeivel, miszerint a fonatos medrek általában a hordalékkúp csúcsi és peremi részén alakulnak ki, ahol a terület esése nagyobb. A hordalékkúp felszínén 5 pászta fonatos mintázatú (III., IX., XII., XVII. és XVIII.), amelyek viszonylag hosszan (12–62 km) azonosíthatók. Ezen paleomedrek szélessége átlagosan 2 km, helyenként jelentős tágulatokkal (4,4 km) és szűkületekkel (0,8 km) tagoltak. A III. paleomeder-pászta középső szakaszát egy fiatalabb meanderező vízfolyás ugyan felülírta, de a zátonymaradványokból felismerhető egykori mintázata. A domború ártérmetszetű fonatos paleomedrek többosztatú sodorvonallal és a mederben lévő különböző magasságú (0,5–3 m) zátonyokkal rendelkeztek (7. ábra).

Mivel egy kanyarulatban gyakran megmintáztuk az övzátonysor első és utolsó tagját is, így lehetőség nyílt arra, hogy meghatározzuk a Maros adott folyásirányon történő megjelenésének és utolsó aktív mederformálásának időpontját is.

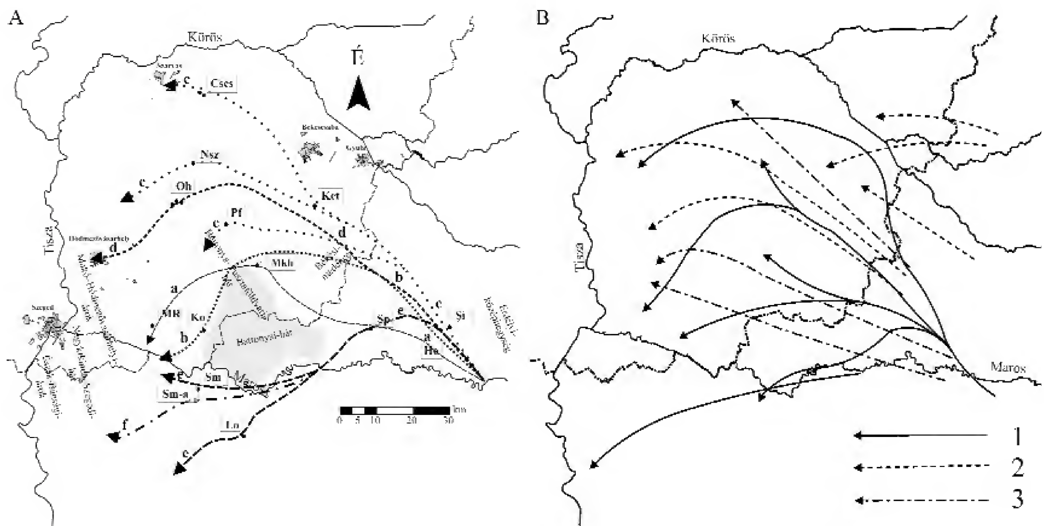
A legidősebb felszínen azonosítható paleomeder-pászta 18,7±2,3 ezer évtől 13,3±14 ezer évvel ezelőttig lehetett aktív a hordalékkúp középső részén (8. ábra ***a*** *folyásirány*). Ezekben a meanderező paleomedrekben később fiatalabb misfit vízfolyások alakultak ki, amelyek közül a megmintázott I. paleomeder-pásztában lévő kora 12,9±1,4 – 11,4±1,7 ezer év.

Bár a fenti paleomeder pászta aktivitásának időintervallumába esik, mégis elkülöníthető további két (8. ábra ***b, c***) folyásirány a hordalékkúpon a mederpászták futása és kora alapján. Egy fonatos paleomeder-pászta, amely 15,5±2,0 ezer évvel ezelőtt volt aktív (8. ábra ***b*** *folyásirány*) új folyásirányt vett fel, hiszen proximális szakasza északabbra tolódott, majd hirtelen délnyugatnak fordult,



7. ábra. A III. pászta egykori fonatos paleomedre domború keresztmetszetű, később az I. pászta meandere vágódott a mederbe

***Figure 7.** The braided palaeo-channel of zone No. III. has concave cross-section, later a meandering channel (Zone No. I.) incised into it*



8. ábra. A: paleomeder-pászták kora alapján meghatározott egykori folyásirányok (a-f), a paleomeder-pászták kora és főbb jellemzőik az 1. táblázatban találhatók; B: MIKE (1975) és BORSY (1989) által meghatározott folyásirányok, ahol 1. felszínen azonosított irányok (MIKE 1975), 2. késő-glaciálisig aktív medrek (BORSY 1989), 3. késő-pleniglaciális elejéig aktív medrek (BORSY 1989)

***Figure 8.** The reconstructed palaeo-courses (a-f) of the Maros River. The OSL ages and the main features of the palaeo-channels can be found in Table 1.; B: Reconstructed palaeo-courses by (1) MIKE (1975) and (2) Late Glacial and (3) Late Pleniglacial palaeo-courses determined by BORSY (1989)*

megkerülve a Battonyai-hát kiemelkedését és részben átdolgozva az előző medergeneráció medrét. Megközelítőleg 15,2±2,0 – 14,3±1,9 ezer évvel ezelőtt a Maros a hordalékkúpján még északabbra tolódott, s egyes ágai a Körös felé folytak (8. ábra ***c** folyásirány*). Ebben az időszakban volt aktív a Romániában található şiriai/világosi meder is (3. ábra, XVI. pászta). Mivel ennek és a nagyszénási paleomeder-pásztának (3. ábra, X. pászta) a mintázata is fonatos, koruk is hasonló (Si: 14,6±1,7 ka, Nsz: 15,2±2,0 ka), így feltételezhetően ugyanahhoz a folyásirányhoz tartoztak.

Előzetes adataink alapján a XI. paleomeder-pásztát reprezentáló meanderező kétegyházi (KET) meder és a szövedékes IV. paleomeder-pásztából vett pusztaföldvári (PF) minták kora is hasonló (kb. 14–15 ezer év, ***c** folyásirány*). A csabacsüdi meder (XIII. paleomeder-pászta) zátonyainak kora 15,1±1,9 és 14,3±1,9 ezer év. Feltehetően ugyanennek a paleomedernek a korát határozták meg NÁDOR et al. (2007a), amely mérés szerint a minta 15,4±1,3 ezer éves, tehát a hibahatárok figyelembe vételével a mért koradatok nagyon hasonlónak adódtak, bár ők a megmintázott sza-

kaszt a Fehér-Körös maradványának tartják. Összességében ezek a paleomeder-pászták egymást jelentős mértékben átfedő OSL korai arra engednek következtetni, hogy a folyó egyszerre több ágat is táplálhatott, vagy gyakran változtatta medrét.

Megközelítőleg 12,4±2,1 ezer éve a Maros ismét visszatért a hordalékkúp középső részére, immár egyetlen folyásirányt felvéve (8. ábra ***d** folyásirány*). Ennek a paleomedernek az a jellegzetessége, hogy, szövedékesből fonatosba, majd fonatosból meanderezőbe, alsóbb szakaszán ismét fonatos mintázatba vált át, aminek oka a hordalék hozamában és szemcseméretében, illetve az esésben bekövetkező változásokban keresendő (KATONA et al. 2012). A meder korát három övzátonyában is megvizsgáltuk. Az adatok azt mutatják, hogy a meder aktív lehetett 12,4±2,1 ezer évtől 9,6±1,3 ezer évig. Ugyanakkor hasonló korúak a legrégebbi medrekben (8. ábra ***a** folyásirány*) kialakult misfit vízfolyások is (12,9±1,4 ka és 11,4±1,7 ka), tehát ekkor esetleg két medret is táplálhatott a Maros.

A Maros folyásirányában a következő nagy átrendeződés a holocénben lehetett, hiszen 8,5±1,1 ezer évvel ezelőtt a Maros a hordalékkúp déli, romániai részét kezdte építeni úgy, hogy először észak felé kanyarodott, majd a Battonyai-hátat délről megkerülve délnyugat felé vette útját (I. táblázat, 8. ábra). Az ***e** folyásirány* kezdetét jelző horiai meder meanderező mintázatú, kora 8,0±1,1 ezer év, majd a folytatását jelző szentpáli (Sânpaul) meanderező meder övzátonyai 8,5±0,9 és 5,3±0,8 ezer évesek, tehát a folyásiránynak ez a szakasza viszonylag hosszú időn keresztül fennmaradhatott. A Maros ezután délnyugat felé két medret táplálhatott közel egy időben. Az egyik a 7,1±1,1 ezer éves lórántfalvi (Lovrin) fonatos meder, a másik pedig a nagyszentmiklósi (Sânnicolau Mare) meanderező mintázatú paleomeder (6,1±1,1 ka és 3,5±0,4 ka), amely a mai Maros mederrel csaknem párhuzamosan futott.

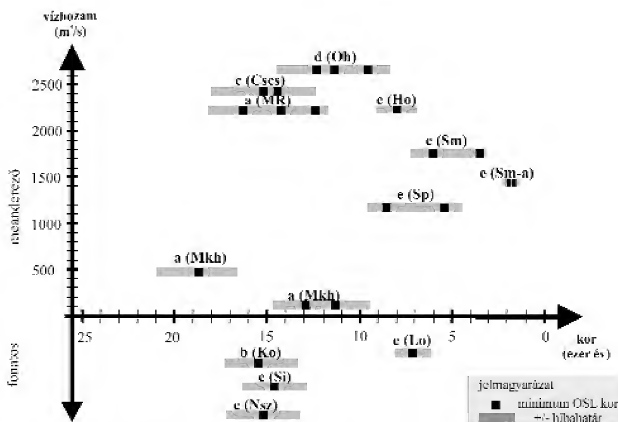
A legfiatalabb paleomeder (1,6±1,3 ka és 1,9±0,3 ka) egy darabig a jelenkori Maros medrét követhette, majd délnyugat felé fordult (8. ábra ***f** folyásirány*). Ma ebben a mederben található az Aranka Nagyszentmiklós közelében. A Maros tehát csupán 2–3 ezer éve foglalhatta el jelenlegi helyét, hordalékkúpjának középső tengelyében.

Elhagyott medrek vízhozama

Mivel vannak egyidőben, egymás mellett létező folyásirányok, ezért nem elegendő a meanderek mérete alapján a vízhozam számítása, hiszen az egy időben létező ágak vízhozama összegezve jelzi az uralkodó csapadék- és lefolyásviszonyokat. A paleovízhozam számításokat a meanderező mintázatú medrekre végeztük el (SÜMEGHY & KISS 2011) és a medrek korának függvényében vizsgáltuk (9. ábra). Mivel a fonatos medrekre nem számítottunk vízhozam adatot (recens regionális analógiák hiánya miatt), ezért ezek inkább kvalitatív adatként használhatók az egykori vízhozam rekonstruálásakor. Ugyanakkor meg kell jegyeznünk, hogy KATONA et al. (2012) a fonatos medrek esése és a Manning-képlet segítségével számolt mederkitöltő vízhozamot, bár véleményünk szerint a domború keresztmetszet miatt ennek értéke inkább tájékoztató jellegű lehet.

A Maros 14–18 ezer éve gyakran váltogathatta az ***a–c** folyásirányo*kon a medrét, hiszen közel 5 pászta létezett közel ugyanazon időintervallumban. Az idősebb (16–18 ezer éves) ***a** folyásirány* meanderező mintázatú medrei változatos vízhozamot (kb. 500–2200 m³/s, I. táblázat) szállítottak. Ez megfelel a korábbi kutatások eredményeinek, miszerint a Ságvár–Lascaux interstadiálisban melegebb és nedvesebb lehetett (NÁDOR et al. 2007a, SÜMEGI & TÖRŐCSIK 2007). Ráadásul az ilyen éghajlaton jellemző sűrűbb növényzet kedvezhetett a meanderező mintázatú vízfolyások kialakulásának (MURRAY & PAOLA 2003).

A némileg fiatalabb (14–15 ezer éves) ***b–c** folyásirány*ok hatalmas fonatos és meanderező medrei nagy vízhozamú időszakokat jelezhettek (meanderező mintázatú vízfolyás vízhozama 2400–2500 m³/s lehetett, amihez még hozzáadódott a fonatos mintázatú medrek vízhozama), amikor a folyásirány-változások hirtelen bekövetkeztek vagy több meder egyszerre funkcionálhatott, hiszen 4 paleomeder-pászta — zömében fonatos mintázattal — közel egy időben képződött. Ez az időszak az idős Dryas második fele és a Bölling lehetett, amelyek csapadékosabbak voltak (NÁDOR et al. 2007a, GÁBRIS & NÁDOR 2007, MEZŐSI 2011), magyarázva a nagy vízhozamú és változékony medrű vízfolyásokat. Mivel a fonatos medrek némileg idősebbek, valószínűsíthető, hogy ezek jöttek létre a gyér növényzetű idős Dryas folyamán, majd a melegedő klímán (SÜMEGI et al. 2002) a sűrűbb növényzetű partok között jöhetett létre a hatalmas meanderező medrű XIII. pászta.



9. ábra. A kiszámított egykori vízhozamok a medrek korának függvényében ábrázolva
A kisbetűk (a–f) a 8. ábrán feltüntetett folyásirányokat jelzik. A mintavételi helyeket lásd az 1. ábrán

Figure 9. *Calculated bankfull palaeo-discharge plotted against OSL ages of the channel*
Letters (a–f) indicate the paleocourses of Figure 8. Sampling sites are indicated on Figure 1

A következő, időben (kb. 9–12 ezer év) és térben is jól elkülönülő ***d*** *folyásirány* meanderező-fonatos medre és a vele egyidőben aktív misfit vízfolyások együttesen kb. 2500 m^3/s vizet szállíthattak, ami kevesebb lehetett, mint a korábbi időszak egyszerre létező paleomedreinek vízhozama. Ez megfeleltethető a holocén eleji fázisok szárazabb és melegebb éghajlatával (JÁRAINÉ KOMLÓDI 1969, GÁBRIS & NÁDOR 2007, MEZŐSI 2011).

A kb. 6–8 ezer éves ***e*** *folyásirány*okhoz fonatos és meanderező medrek is tartoztak. Ezek együttesen igen nagy vízmennyiséget szállíthattak, hiszen a kb. 2000 m^3/s mederkitöltő vízhozamú meanderező vízfolyással közel egyidőben még egy széles fonatos mintázatú mederpászta is létezett (melynek vízhozamát KATONA et al. (2012) kb. 1970 m^3/s-ra becsülte). Ez magyarázható az atlantikus fázis meleg és csapadékos klímájával. A fonatos medermintázat pedig az atlantikus fázis második, szárazabb felében (GÁBRIS 2003, KISS et al. 2012) jöhetett létre. Az utolsó, *f folyásirány* megközelítőleg 2 ezer éves medrei lecsökkent vízhozamot (1426 m^3/s) jeleznek, de még mindig többet, mint a Maros jelenlegi (680 m^3/s, SIPOS 2004) mederkitöltő vízhozama.

Következtetések

1. A Maros hordalékkúpjának felszínét sűrűn átszövik (0,78 km/km^2) az utóbbi 18–20 ezer évben létrejött medrek, amelyek 18 pásztába rendeződtek.

2. A hordalékkúpon található meanderező vízfolyások vándorlásuk során 2–7 tagú övzátonysorokat építettek. Minél több tagú egy övzátonysor annál hosszabb ideig fejlődött, hiszen a legtöbb tagú övzátonysorokkal rendelkező IX. pászta (*d folyásirány*) övzátonysorai az OSL kormeghatározás szerint több ezer évig fejlődhettek (12,4±2,1 ka-tól 9,6±1,3 ka-ig). Ugyanakkor az övzátonyoktól mentes IV. és VIII. pászták csak nagyon rövid ideig lehettek aktívak, esetleg csupán fattyúágak voltak.

3. Az elhagyott, meanderező mintázatú vízfolyások talpában lévő „bele nem illő" (misfit medermintázatú) vízfolyásokat kisebb kanyarulati paraméterek, tehát kisebb mederkitöltő vízhozamok jellemezték. Rövid ideig fattyúágakként funkcionálhattak, hiszen míg például a 9–12 ezer évvel ezelőtti d folyásirány (IX. pászta) kb. 2600 m^3/s mederkitöltő vízhozamot szállított, addig a vele egyidős misfit medrek csupán 20–30 m^3/s-t. Rövid aktivitásukra az is utal, hogy rendszerint csupán egy apró övzátonyuk van.

4. A szövedékes mintázatú vízfolyások fejletlen kanyarulatokkal jellemezhetőek, számos összefolyási és avulziós pontot fűznek fel. A medrek ártérmagasságának hosszmetszete arra utal, hogy az avulziós pontoknál a felszín esése hirtelen megnő (40–60 cm/km), míg két avulzió között lecsökken (27–40 cm/km). Hasonló változatos esésviszonyt írt le a finom üledékből felépülő hordalékkúpokon KELLERHALS & CHURCH (1990).

5. A hordalékkúp felszínén a legváltozatosabb szélességi viszonyok (0,8–4,4 km) a fonatos medreket jellemzik, amelyek 12–62 km hosszan fennmaradtak. Rendszerint zátonyokkal sűrűn tagolt, domború keresztmetszetű medreik vannak, amelyek a hordalékkúp-épülés olyan szakaszaiban alakulhattak ki, amikor a gyér növényzet nem volt képes a partok stabilizálására.

6. Az a tény, hogy a 18–20 ezer éve formálódó paleomeder-pászták legidősebbje is jól kivehetően fennmaradt azt jelzi, hogy ebben az időszakban a vertikális ártérfeltöltődés nem volt jelentős, hiszen ellenkező esetben az egykori medrek eltemetődtek volna. Ugyanakkor napjainkban a gátakkal leszűkített ártéren gyors az aktív akkumuláció (2,3±0,3 cm/év — KISS et al. 2011), aminek a hatására a hullámtéren levő, a 19. században levágott medrek teljesen feltöltődtek és lassan eltűnnek.

7. A paleomeder-pászták egyértelműen azt mutatják, hogy a Maros nem lassú és folyamatos ártérátdolgozással építette a hordalékkúpját, hanem a Zámi-szorosból kilépve irányváltoztatások (avulzió) sorozatán keresztül. Ezt a hordalékkúpon és környezetében bekövetkező relatív süllyedések vagy emelkedések irányíthatták, illetve a nagyobb árvizek okozhatták.

8. A Maros legidősebb medrei kb. 14–18 ezer évvel ezelőtt a hordalékkúp tengelyéről egyre északabbra vándoroltak a Körösök irányába. Több paleomeder-pászta hasonló OSL kora arra utal, hogy ekkortájt vagy nagyon gyors folyásirányváltások zajlottak, vagy egyszerre több folyásirány is aktív lehetett. A hordalékkúp északi részén az utolsó nagy folyásirányváltás kb. 12 ezer éve történt, amikor a meder délebbre tevődött. A hatalmas meanderező meder és a vele egykorú misfit fattyúágak azt jelzik, hogy ekkortájt a Maros vízhozama kb. 2500 m^3/s lehetett.

A következő nagy irányváltás során a Maros kezdetben északra fordult, majd a Battonyai-hátat már dél felől kerülte meg, és a hordalékkúp déli részét kezdte építeni. A 6–8 ezer éve uralkodó meleg és csapadékos klímán kialakult medrek együttesen igen nagy vízmennyiséget szállíthattak (1000–2000 m^3/s), hiszen egy nagy vízhozamú meanderező mintázatú vízfolyás mellett egy széles fonatos mintázatú mederpászta is létezett. A hordalékkúp legfiatalabb medrei közel 2000 évesek és vízhozamuk (kb. 1400 m^3/s) egyre csökkent. A folyamat végén a mai Maros áll, a legkisebb mederkitöltő vízhozammal (680 m^3/s).

9. Összevetve ez eredményeket a Maros hordalékkúpra vonatkozó korábbi eredményekkel megállapítható, hogy a hordalékkúp épülése jóval tovább elhúzódott, mint azt korábban gondolták. A kutatók mindegyike (BORSY 1989, MIKE 1991, ANDÓ 2002) a pleisztocénre tette a hordalékkúp épülését, holott vizsgálataink szerint az a holocénben is végig aktívan formálódott, igaz a szubatlantikus fázisban már csökkenő vízhozamok mellett. Ugyanakkor a MIKE (1991) által felvetett lefolyási irányok és az általunk felvázolt pászták megegyeznek, de nem az egész pleisztocént képviselik, csupán az elmúlt kb. 18 ezer évet.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást az OTKA 100761 számú és a HURO/0901 /266/2.2.2/01 számú pályázata támogatta.

A kutatás az Európai Unió és Magyarország támogatásával a TÁMOP 4.2.4.A/2-11-1-2012-0001 azonosító számú „Nemzeti Kiválóság Program — Hazai hallgatói, illetve kutatói személyi támogatást biztosító rendszer kidolgozása és működtetése országos program" című kiemelt projekt keretei között valósult meg.

Irodalom — References

ADAMIEC, G. & AITKEN, M. 1998: Dose-rate conversion factors: update. — *Ancient TL* **16/2,** 37–49.

ANDÓ M. 2002: *A Tisza vízrendszer hidrogeográfiája.* — SZTE Természeti Földrajzi Tanszék, Szeged, 89–107.

ARNOLD, L. J., BAILEY, R. M. & TUCKER, G. E. 2007: Statistical treatment of fluvial dose distributions from southern Colorado arroyo deposits. — *Quaternary Geochronology* **2,** 162–167.

BLAIR, T.C. & MCPHERSON, J.G. 2009: Alluvial fan processes and forms. — In: PARSON, A. J. & ABRAHAMS, A. D. (eds): *Geomorphology of Desert Environments.* Springer, 413–467.

BORSY Z. 1987: Az Alföld hordalékkúpjainak fejlődéstörténete. — *Acta Academiae Paedagogicae Nyiregyhaziensis* **11/H,** 5–42.

BORSY Z. 1989: Az Alföld hordalékkúpjának negyedidőszaki fejlődéstörténete. — *Földrajzi Értesítő* **38/3–4,** 211–224.

BORSY Z., FÉLEGYHÁZI E. & CSONGOR É. 1989: A Bodrogköz kialakulása és vízhálózatának változásai. — *Alföldi Tanulmányok,* Békéscsaba, 65–81.

DÖVÉNYI Z. (szerk.) 2010: *Magyarország kistájainak katasztere.* — MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest, 274–289.

FÉLEGYHÁZI E. 1998: Adalékok a Tisza és a Szamos folyóhálózatának alakulásához a felső-pleniglaciális időszakban. — *Acta Geogr. Debr.* **34,** 203–218.

FLOREA, N., ASVADUROV, H. & CIOFLICA, G. 1966: Considerații paleogeografice pe baza profilului cuaternar de la Semlac (Câmpia Tisei), — *Dări de Seamă ale Inst. Geologic* **52/1** (1964–1965), 443–460.

GALBRAITH, R. F., ROBERTS, R. G., LASLETT, G. M., YOSHIDA, H. & OLLEY, J. M. 1999: Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia: Part I, experimental design and statistical models. — *Archaeometry* **41,** 339–364.

GÁBRIS, GY. 1998: Late Glacial and Post Glacial development of drainage network and the paleohydrology in the Grate Hungarian Plan. — In: BASSA, L. & KERTÉSZ Á. (eds): *Windows on Hungarian Geography.* Akadémia Kiadó, Budapest, 23–36.

GÁBRIS GY. 2003: A földtörténet utolsó 30 ezer évének szakaszai és a futóhomok mozgásának főbb periódusai Magyarországon. — *Földrajzi Közlemények* **51,** 1–13.

GÁBRIS GY., TELBISZ T., NAGY B. & BELARDINELLY E., 2002: A tiszai hullámtér feltöltődésének kérdése és az üledékképződés geomorfológiai alapjai. — *Vízügyi Közlemények* **84/3,** 305–323.

GÁBRIS, GY. & NÁDOR, A. 2007: Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danué and Tisza rivers to tectonic movements and climatic changes during tha Quaternary: a review and new synthesis. — *Quaternary Science Reviews* **26,** 2758–2782.

JÁRAINÉ KOMLÓDI M. 1969: Adatok az Alföld negyedkori klíma-és vegetációtörténetéhez II. — *Botanikai Közlöny* **56/1,** 43–55.

JOÓ I., BALÁZSIK V. & GYENES R. 2000: A jelenkori függőleges felszínmozgások és a Dél-kelet Magyarországon végzett szeizmikus mélyszondázási adatok összehasonlítása. — *Geodézia és Kartográfia* **2000/5.**

KELLERHALS, R. & CHURCH, M. 1990: Hazard management on Fans, with examples from British Columbia. — In: RACHOCKI, A. H. & CHURCH, M., (eds): *Alluvial Fans — A Field Approach.* — Wiley, Chichester, 335–354.

KATONA, O, SIPOS, GY., ONACA, A. & ARDELEAN, F. 2012: Reconstruction of water discharge and investigation of fluvial architecture at the Orosháza paleochannel by the means of geophysical methods, preliminary. — *Journal of Environmental Geography* **5/1–2,** 29-38.

KISS, T., OROSZI, V. GY., SIPOS, GY., FIALA, K. & BENYHE, B. 2011: Accelerated overbank accumulation after nineteenth century river regulation works: A case study on the Maros River, Hungary. — *Geomorphology* **135,** 191–202.

KISS, T., SIPOS, GY., MAUZ, B. & MEZŐSI, G. 2012: Holocene aeolian sand mobilization, vegetation history and human impact on the stabilized sand dune area of the southern Nyírség, Hungary. — *Quaternary Research* **78/3,** 492–501.

LACZAY I. 1982: A folyószabályozás tervezésének morfológiai alapjai. — *Vízügyi Közlemények* **64,** 235–255.

LECCE, S. A. 1990: The Alluvial Fan Problem. — In: RACHOCKI, A. & CHURCH, M. (eds): *Alluvial Fans — A Field Approach.* — John Wiley & Sons, 3–24.

LEOPOLD, L. B. & WOLMAN, M. G. 1957: River channel patterns: Braided, meandering, and straight. Physiographic and hydraulic studies of rivers. — *Geological Survey Professional Paper* **282–B.** United States Government printing office, Washington, 39–73.

LÓCZY D. & VERESS M. 2005: *Geomorfológia I. Földfelszíni folyamatok és formák.* — Dialóg Campus Kiadó, Budapest, 335 p.

MAKASKE, B. 2001: Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. — *Earth-Science Reviews* **53,** 149–196.

MAKASKE, B., SMITH, D. G., BERENDSEN, H. J. A., BOER, A. G., NIELEN-KIEZEBRINK, M. F. & LOCKING, T. 2009: Hydraulic and sedimentary processes causing anastomosing morphology of the upper Columbia River, British Columbia, Canada. — *Geomorphology* **111,** 194–205.

MAUZ, B., BODE, T., MAINZ, H., BLANCHARD, W., HILGER, R., DIKAU, R. & ZÖLLER, L. 2002: The luminescence dating laboratory at the University of Bonn: equipment and procedures. — *Ancient TL* **20,** 53–61.

MÁRTON GY. 1914: A Maros alföldi szakasza és fattyúmedrei. — *Földrajzi Közlemények* **52,** 282–301.

MEZŐSI G. 2011: *Magyarország természetföldrajza.* — Akadémia Kiadó, Budapest, 108–117.

MIHĂILĂ, N., POPESCU, N. & GIURGEA, P. 1990: Geologia şi morfogeneza Câmpiei de Vest (sectorul Arad–Vinga–Pecica) şi evoluţia Mureşului în cursul său inferior. — *Dări de Seamă ale Inst. de Geologie şi Geofizica* **74/4,** 157–172.

MIKE K. 1991: *Magyarország ősrajza és felszíni vizeinek története.* — Aqua Kiadó, Budapest, 361–577.

MURKERJI, A. B. 1990: The Chandigarh Dun alluvial fans: An analysis of the Process-form relationship. — In: RACHOCKI, A. & CHURCH, M. (edts): *Alluvial Fans — A Field Approach.* John Wiley & Sons, 131–149.

MURRAY, A.B. & PAOLA, C. 2003: Modeling the effects of vegetation on channel pattern in bedload rivers. — *Earth Surface Processes and Landforms* **28,** 131–143.

NÁDOR A., THAMÓNÉ BOZSÓ E., MAGYARI Á., BABINSZKI E., DUDKO A. & TÓTH Z. 2007a: Neotektonika és klímaváltozás együttes hatása a Körös-medence késő-pleisztocén vízhálózat-fejlődésére. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2005,** 131–148.

NÁDOR, A., THAMÓ-BOZSÓ, E., MAGYARI, Á. & BABINSZKI, E. 2007b: Fluvial responses to tectonics and climate change during the Late Weichselian in the eastern part of the Pannonian Basin (Hungary). — *Sedimentary Geology* **202,** 174–192.

NAGY B. 2002: A felszínfejlődés késő-pleisztocén-holocén jellegzetességei a Sajó-Hernád hordalékkúpon. — *Földtani Közlöny* **132/különszám,** 93–100.

NAGY B. & FÉLEGYHÁZI E. 2001: A Sajó-Hernád hordalékkúp késopleisztocén mederhálózatának vizsgálata. — *Acta Geographica ac Geologica et meteorologica Debrecina* **35,** 221–233.

PÉCSI M. 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. — In: BULLA B. (szerk.): *Földrajzi Monográfiák III.* Akadémiai Kiadó, Budapest, 346 p.

PRESCOTT, J. R. & HUTTON, J. T. 1994: Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. — *Radiation Measurements* **23,** 497–500.

RACHOCKI, A. 1981: *Alluvial Fans — An attempt at an empirical approach.* — John Wiley & Sons, 10–24.

RITTENOUR, T. M. 2008: Luminescence dating of fluvial deposits: applications to geomorphic, palaeoseismic and archaeological research. — *Boreas* **37,** 613–635.

ROSGEN, D. L. 1994: A classification of natural rivers. — *Catena* **22,** 169–199.

SAWICKI, L. 1912: Beiträge zur Morphologie Siebenbürgens. — *Bull. Acad. Sci. Cracovie* 130–265.

SCHAFARZIK, F. 1918: A budapesti Duna paleohidrográfiája. — *Hidrológiai Közlöny* **48,** 184–225.

SIPOS GY. 2004: Medermintázat és zátonyképződés homokos medrű síksági folyószakaszon (Maros 31–50 fkm). — *Geográfus Doktoranduszok VIII. Országos Konferenciája, Szeged.* CD. ISBN: 963-482-687-3.

SÜMEGI P., KROLOPP E. & RUDNER E. 2002: Negyedidőszak végi őskörnyezeti változások a Kárpát-medencében térben és időben. — *Földtani Közlöny* **132/különszám,** 5–22.

SÜMEGI P. & TÖRŐCSIK T. 2007: Hazánk növényzete az éghajlatváltozások tükrében. — *Természet Világa* **138/7,** 1–9.

SÜMEGI P., MAGYARI E., DÁNIEL P., HERTELENDI E. & RUDNER E. 1999: A kardoskúti Fehér-tó negyedidőszaki fejlődéstörténeti rekonstrukciója. — *Földtani Közlöny* **129/4,** 479–519.

SÜMEGHY, B. & KISS, T. 2011: Discharge calculation of paleochannels on the alluvial fan of the Maros River, Hungary. — *Journal of Environmental Geography* **4/1–4,** 11–17.

THAMÓNÉ BOZSÓ E. & NAGY A. 2011: Késő-negyedidőszaki üledékek betemetődési korának meghatározása kvarcszemcsék lumineszcens (OSL) vizsgálatával. — *Földtani Közlöny* **141/1,** 41–56.

TIMÁR, G. 2005: Az alluviális folyók alaktípusai és a típusok kialakulásának feltételei, Irodalmi áttekintés és gyakorlati következtetések. — *Hidrológiai Közlöny* **2005/1,** 1–10.

WINTLE, A.G. & MURRAY, A.S. 2006: A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. — *Radiation Measurements* **41,** 369–391.

Kézirat beérkezett: 2012. 12. 21.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

143/3, 279–288., Budapest, 2013

Javaslat tektonikai adatbázis létrehozására

HALMAI Ákos[1], KONRÁD Gyula[2]

[1] PTE Földtudományok Doktori Iskola; halmaia@gamma.ttk.pte.hu
[2] PTE Földtani Tanszék; konrad@ttk.pte.hu

Proposal for a tectonic database

Abstract

Empirical geological research could become more exact if the mappable tectonic data and tectonic features displayed on maps and sections were incorporated into a uniform database, following a uniform system of criteria. A prerequisite for this is that the tectonic features possess a unique identifier. The proposal of this present paper suggests that a unique identifier can be created from the coordinates (in the EOV Hungarian Grid) of the primary observation point of a fault. A possible database structure is presented, along with logical and physical models and the functioning of the system (using examples from the Mecsek Mts).

Keywords: fault database; tectonics; GIS

Összefoglalás

Az empirikus földtani kutatás egzaktabbá tételét szolgálná, ha a térképezhető tektonikai elemeket, illetve a térképeken, szelvényeken ábrázolt szerkezeti elemeket egységes szempontrendszer szerint, egységes adatbázisba foglalnánk. Ennek alapfeltétele, hogy ezek a szerkezeti elemek egyedi azonosítóval rendelkezzenek. Javasoljuk, hogy az egyedi azonosító a szerkezeti elem elsődleges észlelési pontjának EOV koordinátaértékeiből álljon. Kidolgoztuk az adatbázis szerkezetét, a logikai és a fizikai modellt, valamint mecseki szerkezeti adatokon bemutatjuk annak működését.

Tárgyszavak: törésadatbázis; tektonika; GIS

Bevezetés

A hazai földtani gyakorlatban a tektonikai elemek — néhány jelentős törés kivételével, mint pl. a Darnó-vonal, a Közép-magyarországi öv, a Litéri-törés — nem rendelkeznek azonosítóval és definícióval. A térképeken ábrázolt szerkezeti elemek közül is csak a legjelentősebbeknek találjuk indoklását a térképmagyarázóban — ha íródott ilyen. Emellett ismereteink hiányosságai miatt egy adott földtani szituáció szerkezetföldtani értelmezésére többféle, logikailag helyes szerkezetföldtani megoldás létezik. Egy térképen, vagy szelvényen alkalmazott megoldásról utóbb általában nem derül ki, hogy mi annak az észlelt adatháttere. Ezért javasoljuk egy olyan adatbázis létrehozását, amely — léptéktől függetlenül — a törések legfontosabb adatait egyedi azonosítóhoz rendelve tartalmazza, és amelynek legfontosabb eleme, hogy minden adatot indokolni kell. Javaslatot teszünk a tárolandó adatok körére és a megvalósítás módjára.

Tudatában vagyunk annak, hogy geológus társadalmunk jelenlegi lehetőségei nem teszik lehetővé egy ilyen adatbázis feltöltését és működtetését — és sokan berzenkednének is ettől. Ugyanakkor az időt elérkezettnek látjuk az elméleti megalapozásra. A javasolt adatrögzítés működőképes adatbázist eredményezne. Az országos adatbázis kialakítása, feltöltése praktikusan a folyó (pl. a nagy aktivitású radioaktívhulladék-elhelyezés céljából folytatott) földtani kutatások során lenne megkezdhető.

Előzmények

A természeti jelenségek számítógépes környezettel segített modellezése viszonylag új tudományterület, kezdetei

a II. világháború éveire tehetők. Hatékonyan működő, széleskörűen elterjedt gyakorlattá azonban a —legtöbb modell bemeneti oldalát jelentő — digitális adatbázisok megjelenése és a számítási teljesítmény rohamos növekedése után vált (DETREKŐI & SZABÓ 2003). A földtudomány szakterületén az American Petroleum Institute 1962-ben kezdte vizsgálni a kutatási és termelési célzattal mélyített fúrások számítógépes adattárba foglalásának és egyedi azonosításának lehetőségét (IHS [Information Handling Services] 2012). Eredményeiket 1966-ban publikálták először. Közleményükben javasolták az „API-szám" (Amercan Petroleum Institute number) használatát, melynek célja, hogy egyedi, permanens azonosító szám jelöljön minden fúrást, ami megalapozza az egyértelmű szakirodalmi hivatkozás lehetőségét és megkönnyíti az intézményközi adatcserét. A digitális adatbázisokban az API-szám garantálja az adattár szervezettségét, mert egy adott fúrásról lejegyzett összes információt az API-számnak alárendelten tárolnak el. Az API-szám tisztán numerikus karaktereket tartalmaz, a fúrás térbeli helyzetéből indul ki, ez egy sorszámmal, majd a fúrás esetleges továbbfúrását jellemző számmal egészül ki, ami egy 12 számjegyből álló azonosítót eredményez (American Petroleum Institute 1979). Később, 1995 után, az azonosítót 14 jegyűre bővítették (IHS 2012).

Egy másik, tanulmányozásra érdemes földtani adatbázis az 1976-ban indított Harvard Global CMT (centroid–moment-tensor), amely a nagy magnitúdójú (M ≥ 5,5) földrengések adatainak jegyzésére szolgál, és amelyben annak a törésnek (vagy törészónának) a jellemzőit is tárolják, amelyhez a földrengés kapcsolható. Ilyen típusú adatbázist több helyen alkalmaznak (VANNUCCI & GASPERINI 2003).

Számos földtani kutatás során nevesítették a fontosabb töréseket. Ezek azonban, mint a jelenleg is folyó bátaapáti kutatás esetében (MAROS et al. 2004, 2011), központosított adatbázisba nem építhető, helyi elnevezések. A megvalósított adatbázisok általában — közöttük a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet (MFGI 2013) adatbázisa is — tárolnak tektonikai adatokat. Szerepük azonban másodlagos, gyakran csak a törések felszíni metszésvonalának térképi megjelenését (MFGI), illetve egy-két alapvető paraméterüket rögzítik (OneGeology 2013). A törések több tulajdonságát is tartalmazó adatbázisokat jellemzően csak egy töréstípusra vagy törésrendszerre dolgoztak ki (USGS [United States Geological Survey] 2013: Quaternary Faults; GNS Science [eredetileg Institute of Geological and Nuclear Sciences Limited] 2013: New Zealand Active Faults Database). E példákhoz áll közel ALBERT (2003; 2005a, b; 2009a, b) elgondolása a tektonikai elemek rendszerezésének és megjelenítésének térinformatikai lehetőségeivel foglalkozó munkáiban. Megfogalmazta egy olyan tektonikai adatbázis szükségességét, amelyben minden, térképen ábrázolható törés háromdimenziós térinformatikai környezetben lenne tárolva és egyedileg azonosítva. Az adatbázis felépítéséhez a litosztratigráfiai gyakorlatban követett rendszerezést tekinti példának, és javasolja a „tektonikai formáció" fogalmának a bevezetését (ALBERT 2009b). HALMAI (2011) már megvalósult adatbázisok kritikai elemzésére építve alakította ki a jelen munkában javasolt rendszer alapjait.

Az adatbázis kialakításának alapvető kérdése az, hogyan határozzuk meg egy tektonikai elem egyedi azonosítóját. ALBERT (2009b) az azonosításra (a litosztratigráfiában használatos indexelés mintájára) olyan tulajdonságokat javasol, amelyek megítélése változhat, mint pl. egy adott törésrendszerhez való tartozás, vagy a kialakulás kora. Ez a rendszer néhány száz formáció esetében még kezelhető, a tektonika területén valószínűleg már nem. Úgy véljük, hogy az API-szám meghatározásában alkalmazott módszer követendő, amely az azonosítót a térbeli helyzetből származtatja, hiszen a tektonikai elemeknek is ez az egyetlen olyan paramétere, amely változatlannak tekinthető.

Adatbázis és modell

Jelen munkában csak a törések adatainak adatbázisba foglalási lehetőségét tekintjük át, amely adatbázis értelemszerűen bővíthető a képlékeny szerkezetek alapadataival.

Az adatbázis és a modell fogalmát nem a földtani gyakorlatban meghonosodott módon használjuk, amelyben a „megjelenítési modellt" nevezik általában modellnek. A modellalkotás folyamata a valóság — feltett kérdéseinknek megfelelő — egyszerűsítése. A modellalkotás révén a valóság egy leegyszerűsített, absztrakt mását kapjuk, amely a valóság egy részének a vizsgált szempontok szerinti tulajdonságait mutatja be. A modellek lehetővé teszik a „lényeg" megragadását, a bonyolult rendszerek vizsgálatát, szerkezetük vagy működésük megértését és az általánosítást (WAINWRIGHT & MULLIGAN 2004, ALBERT 2009b).

A modellalkotás első lépése, hogy kiválasztjuk a valóság azon elemeit, amelyeket — a kérdés szempontjából — már nem érdemes további részelemekre bontani. Ezen elemek az „entitások". Ezután meg kell határoznunk, hogy melyek azok a leíró és térbeli adatok, amelyek segítségével a legjobb közelítéssel jellemezhetjük az entitásokat, és melyek azok a kapcsolatok és kölcsönhatások, amelyek az entitások együttes viselkedését befolyásolják.

Végül a hasonló tulajdonságú és viselkedésű entitásokat csoportba szervezhetjük, hogy megteremtsük az adatbázis belső szervezettségét, és megkönnyítsük az információ kinyerését az alapkérdésnél „nagyobb léptékű", általánosabb összefüggések keresése esetében is. Az így tett meggondolások összessége az elméleti modell.

A modellezés második lépése a logikai modellalkotás. A logikai modellezés során meghatározzuk, hogy az elméleti modellben megalkotott elképzeléseket hogyan lehet ténylegesen leírni analóg, vagy digitális környezetben. Meghatározzuk, hogy az entitásokat (mint valós létezőket) hogyan kell átalakítani azok leírt másolatává, „objektumokká", és ezt milyen szabályok szerint tehetjük meg. Itt kell kidolgoznunk az egyes objektumok egyedi azonosítását, az objektumok térbeli és leíró adatainak formátumát és — eredetileg az entitások között fennállt — kapcsolatok jelzésének mikéntjét.

Ha a logikai modell szabályhalmazának megfelelően elkészítjük az alapkérdés szerint „fókuszált”, az elméleti modellben megfogalmazott valóság másolatát, akkor ezt az adathalmazt fizikai modellnek, vagy adatbázisnak nevezzük. Egy fizikai modell akkor jó,

— ha logikailag ellentmondásmentes, továbbá,

— ha a modellben foglalt objektumokat olyan hatásoknak vetjük alá, mint amilyenek a természetben is érik őket, akkor a valóságban kapott válaszhoz hasonló választ kapunk — a virtualitás szintjén.

A modellalkotás utolsó lépésében rendelkeznünk kell arról, hogy a modellben foglalt objektumokat és kapcsolataikat hogyan kell térben kezelni és térképen ábrázolni (megjelenítési modell).

Elméleti modell

Az elméleti modell entitásai a törések, amelyek a felszínen, fúrásban, geofizikai szelvényben, vagy más adatnyerési módszerrel megfigyelhetők, vagy geológiai környezetükből szükségszerűen kikövetkeztethetők és környezetüktől elkülöníthetők.

Az elméleti modell feladata — az entitások lehatárolása után — azon adatok meghatározása, amelyek az entitásokat az adott modellben jól jellemzik. Egy törést leíró és geometriai adatokkal valamint ezek metaadataival jellemezhetünk.

Javaslatunk szerint minden leíró és geometriai adat esetében a rögzítőnek meg kell adnia az adat származását. Erre azért van szükség, hogy egy későbbi értelmezés, értékelés során tudjuk, hogy például egy normálvető-minősítés csak a határoló kőzetek korán és a törés térbeli helyzetén alapul, vagy az elmozdulást jelölő karcokon is. Még érthetőbb ez a megkötés, ha szeizmikus szelvény értelmezése alapján minősítünk egy törést. Gyakran az egyértelműnek tűnő térképi ábrázolás is hordoz bizonytalanságot: egy kibúvásban észlelt, dőlésiránnyal és -szöggel megadott normálvető esetében sem tudhatjuk, hogy az elmozdulás jellege karcokkal volt igazolt, vagy esetleg a törés oldalelmozdulásként is értelmezhető lenne.

Egy adathalmaz feldolgozásakor figyelembe kell venni, hogy az adott művelet *okoz-e* adatvesztést. A klasszikus földtani „adatfeldolgozás” (mint például a földtani térkép szerkesztése) jelentős adatvesztéssel jár, mert a háttérismereteknek és -meggondolásoknak sokszor elmarad a rögzítése, mint fentebb, a példaként említett normálvető esetében. Ezért olyan „minimalista” adatbázist kívántunk szerkeszteni, *amelynek elsődleges célja, hogy bemutassa az adatvesztés elkerülésének elvét.* A minimalizmus ez esetben azt jelenti, hogy az adatok származásának és bizonytalanságának egy legördülő menüből választható kategóriái jelenleg minimalizáltak, de az adott földtani kutatás céljainak megfelelően tovább részletezhetők — fenntartva a részletes indoklásra szolgáló szövegmezőt is.

Geometriai elemek és attribútumadataik

A törések minden esetben olyan összetett geometriai felületek, amelyeket számtalan egymáshoz kapcsolódó sík és görbült felület épít fel. Olyan elméleti elvonatkoztatás révén létrejött fogalom, amely két, eredetileg egységes, de nem feltétlenül homogén kőzettest közötti erőhatás következményeként, maradandóan létrejött elmozdulási felületet — törést — jelöl. Ez az elméleti felület ábrázolásmódja szerint többféle mértani elemként is megjelenhet: törésvonalként, felületként, de pl. fúrásbeli észlelés esetén pontként is.

Elsődleges pont

Adataink tehát minimálisan pontként jeleníthetők meg. Javaslatunk szerint minden, az adatbázisba bevitt töréshez legalább egy térbeli pontot kell rendelni. Ezt a továbbiakban „elsődleges pontnak” nevezzük. Minden törésnek rendelkeznie kell egy és csakis egy elsődleges ponttal. Az elsődleges pontot olyan (sztochasztikus) törés esetében is meg kell határoznunk, amelyet nem észleltünk, de létezésére a földtani környezetből következtettünk (virtuális pont).

Az elsődleges pont a törést legjobban reprezentáló, terepen leginkább ellenőrizhető helyszín lehet. Az elsődleges ponthoz minimálisan a következő adatoknak kell tartoznia: koordináta, minősítés és a minősítés indoklása.

Az elsődleges ponthoz köthető, de a modell által külön nem definiált adatok megjegyzésként tárolhatók.

További pontok

Egy törést több ponton is észlelhetünk, illetve következtethetünk a létezésére. Ezeket „további pontként” kezelve ugyanazon minimális adatokat kell rögzíteni, mint az elsődleges pont esetében. Nem hagyható el itt sem az indoklás.

Törésvonal

Törésvonal alatt a törés síkjának a felszíni (illetve adott felszínnel, például az alaphegység felszínével való) metszésvonalát értjük, olyan vonalak összefüggő láncolataként, amelyek töréspontjai a választott vízszintes és függőleges vonatkoztatási-rendszerben rögzített numerikus értékek.

A törésvonal elsődleges és további pontjai közötti szakaszok — a dőlés- és csapásértékek változásai miatt — más adatokból egyértelműen nem származtathatók, ezért az átlagos vagy jellemző törésvonal megállapítása és térképi ábrázolása a dokumentáló feladata — lehetőség szerint felhasználva a geomorfológiai adatokat is (SEBE 2006, SEBE & JORDÁN 2006). A digitális adatfeldolgozás és a térinformatikai megjelenítés érdekében az egyazon törésvonalhoz tatozó, különböző megbízhatóságú vonalszakaszokat úgy kell megszerkeszteni, hogy azok folytonosak legyenek, az észlelt és a szerkesztett szakaszok kezdő- és végpontjai szakadás nélkül érintkezzenek. Indokolni kell a törésvonal lefutását, kezdő- és végpontjának koordinátáit. A törésvonalat lehetőleg annak a legfiatalabb képződménynek a

felszínén kell ábrázolni, amelyet az elmozdulás még érintett. A töréssík korának és települési adatainak az ismeretében ez később bármely felületre megszerkeszthető.

Felület

Ha kellő információval rendelkezünk egy törésről, megszerkeszthető a törési sík felülete. A felület a törésgeometria legteljesebb megjelenése, minden más pont és csapásvonal térbeli helyzete ebből vezethető le. A felület megadásakor is rögzíteni kell annak indoklását, hivatkozva az alátámasztó adatokra.

Közös attribútumadatok

A törések egyedi azonosítása

A törések közül viszonylag kevés rendelkezik ismert elnevezéssel. A „névtelen" törésekre való hivatkozás nehézkes, nem egyértelmű sőt, a nevesítettek közül sem biztos, hogy minden szakember ugyanazon csapásvonallal és attribútum adatokkal jellemzett törésre gondol. Ezért a célkitűzésben megfogalmazottaknak megfelelően létrehoztunk egy olyan azonosító rendszert, amely egyedileg és egyértelműen azonosít minden törést. („Minden törés" alatt a törés determinisztikus vagy sztochasztikus voltától, jelentőségétől és rendűségétől függetlenül azokat a töréseket értjük, amelyeket bármilyen léptékű térképen vagy szelvényben ábrázolunk.)

A törések nagy száma miatt hagyományos, például a litosztratigráfiai formációrendszerhez hasonló nevezéktan nem alkalmazható, ezért minden tektonikai elemhez azonos formátumú, alfanumerikus azonosító kódot érdemes rendelni. Ez alapvetően kétféleképpen valósítható meg.

— Legegyszerűbb megoldás az egyszerű számozás. Az adott töréshez egy számot rendelünk, a törés bejegyzésének sorrendjében. Ez esetünkben — a párhuzamosan folyó munkák miatt — megvalósíthatatlan.

— Második lehetőség, hogy a törés egyedi azonosítóját a törés valamilyen paraméteréből *képezzük*. E paraméterek közül csak a törés helyét választhatjuk, mert ha újabb információkat szerzünk az adott törésről, vagy átértékeljük annak tulajdonságait, a törés térbeli helye az egyetlen, ami változatlan marad — emberi időléptékben. E megoldás hátránya, hogy a törés egy kiválasztott koordinátájából való származtatás nehézkes, és az egyszerű számozáshoz képest sok karaktert használ fel, az azonosító túl hosszú. Előnye viszont, hogy minden azonosító egyforma küllemű, így könnyen felismerhető és megkülönbözethető más számkörnyezetben, és az azonosítóból segédeszközök használata nélkül megállapítható, hogy a törés a térben hol foglal helyet. További előnye, hogy ha az azonosító számát elütjük, jó eséllyel nem létező törést jelölünk meg. Ez kevesebb félreértésre ad lehetőséget, mint az egyszerű sorszámozás.

Az azonosító képzésére legalkalmasabb az elsődleges pont X, Y és Z koordinátája. A Z értékének használata azért szükséges, mert egyazon fúrásban több törés elsődleges pontja is előfordulhat. A Z értéke negatív szám is lehet, amit az egyedi azonosítóban jelölni szükséges. Ezzel együtt egy törés azonosítója — méter pontosságra kerekített és egymás után írt EOV koordináták használatával — 17 szám + 3 határoló karakter. Ennél rövidebb azonosítót eredményező megoldás, ha a koordinátákat magasabb számrendszerbe, például 32-es számrendszerbe váltjuk. Ebben az esetben — az előző koordinátákat figyelembe véve — 12 szám + 3 határoló karakter hosszúságú azonosítót kapunk. Ennél magasabb számrendszereket (pl.: 64-es) nem alkalmazhatunk a további rövidítés érdekében, mert akkor túlságosan változatos, kis- és nagybetűket megkülönböztető, különleges karaktereket tartalmazó „számokat" kapunk eredményként.

Az informatika nagyszámú ellenőrzőösszeg-generáló algoritmust ismer. Ezek ugyan felhasználhatók lennének viszonylag rövid azonosítók képzésére, de alkalmazásukkal a bemeneti koordináták nem állíthatók vissza az azonosítóból, ezért a gyakorlatban az előbbi két lehetőség közül választhatunk.

Például az Egységes Országos Vetületi Rendszer szerinti, méterre kerekített, majd egymás után írt X, Y, Z koordinátákból nyert 16 jegyű számot Crockford Base32-es karaktereket tartalmazó 32-es számrendszerbe (CROCKFORD 2012) alakítva egy 11 jegyű egyedi azonosítót hozunk létre. (Megjegyezzük, hogy a Web Mercator Vetületi Rendszer koordinátáival a Föld összes törése egy adatbázisba lenne foglalható, viszont az egyedi azonosító ebben az esetben 13 karakterűvé válna.) A kód képzésének további egyszerűsítésére nem látunk lehetőséget.

Az „azonosított" szerkezeti elem megjelenítése grafikus felületen (térképen, illetve térben) történik, ezért használata a gyakorlatban nem olyan rémisztő, mint első olvasatra tűnhet. A kód jelentősége nem a képzés módjában, hanem annak egységes és következetes használatában nyilvánul meg, ezért a szakmai konszenzus kulcskérdés.

Megfontolásunk végső következtetése, hogy kód képzésével az azonosító hossza lényegesen nem csökkenthető, ugyanakkor a nem kódolt koordinátaértékek közvetlen jelentéstartalommal bírnak. Ezért célszerűbbnek tűnik és valószínűleg elfogadhatóbb is az elsődleges pont méter pontosságú EOV koordinátáit használni egyedi azonosítóként.

A törés neve

A jelentős töréseknek a kialakult gyakorlat szerint (az előfordulás helye alapján) adhatunk nevet, illetve már létező nevek is az adatbázisba építhetők.

Jellemző dőlésszög és dőlésirány

Egy törés csapásvonala mentén több mért értékkel is rendelkezhetünk. Ha ezen adatok nagy számban állnak rendelkezésre, a törés csapásvonalának nagyobb része akkor is ismeretlen lehet, továbbá a pontmérések átlaga nem tekinthető szükségszerűen a törésre jellemző települési értéknek. Ezért — bár szubjektivitást visz az adatbázisba — a jellemző dőlésszög és dőlésirány meghatározása a dokumentáló feladata.

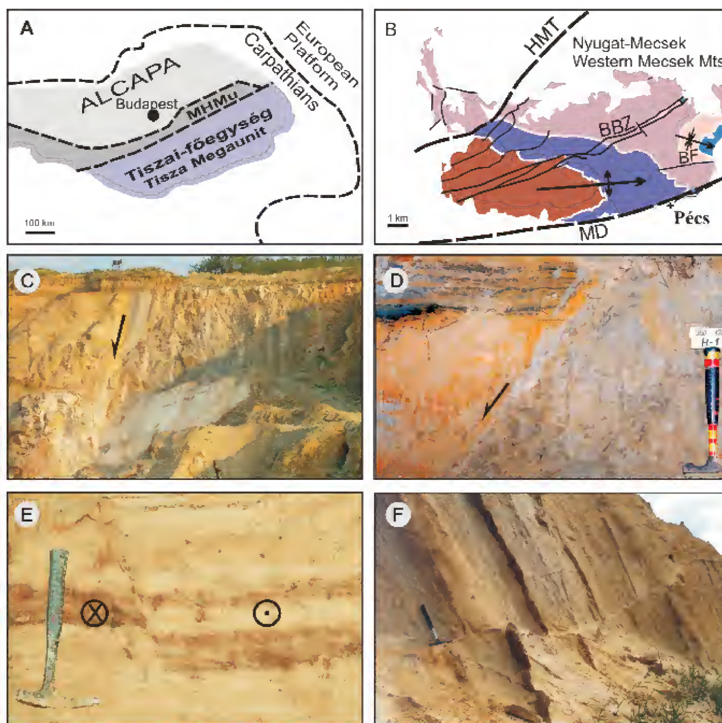
Előfordulhat, hogy a dőlésirány, illetve a dőlésszög — vagy a képződés, illetve felújulás kora, az elmozdulás iránya és mértéke — becsült adat. Ezért jelezni kell, hogy az adat észlelt/mért vagy megfontolásból született.

A keletkezés és felújulás kora

A keletkezés- és felújulás korának meghatározásánál egységes geokronológiai nómenklatúrát kell alkalmazni és — akárcsak a többi adat esetében — a meghatározást indokolni kell. A példaként megvalósított rendszerben nem csak a törés kialakulásának, hanem felújulásának a korát is megadhatjuk.

Az elmozdulás típusa

Lehetséges alaptípusok: normálvető, feltolódás, jobbos vagy balos eltolódás és ollós vető. A ferde elmozdulások tulajdonságaira attribútumtáblából választhatók a következő megnevezések: balos normál vető, balos feltolódás, balos ollós vető és mindezek jobbos változatai. (Az ollós vetők közül balosnak nevezzük azokat, amelyek esetében a szemben lévő blokk bal oldala van kiemelt helyzetben — függetlenül attól, hogy feltolódás vagy normál elvetés következtében.)



1. ábra. Példák a javasolt törés-rendűségre

Lemezhatár az európai platform határa (A), elsőrendű törések a Kárpát-medencei nagyszerkezeti egységek határai (ALCAPA: Alp-Kárpát-Pannon egység, MHMu: Közép-magyarországi-főegység) (A). Másodrendű a Mecsekalja diszlokációs öv (MD) határoló törése, harmadrendű a Hetvehely-magyarszéki-törés (HMT) (B). Negyedrendű a Misina–Bertalanhegy tömbjét északról határoló feltolódás (BF) (B). Ötödrendű a hetvehelyi felhagyott homokbányában észlelt normál vető (Horváth et al. 1999) (D). Hatodrendű a szentlőrinci homokbányában feltárt jobbos eltolódás (ahol ⊗ a távolodó, ⊙ a közeledő blokkot jelöli) (E) és a kibillentett danitz-pusztai normál vető (F)

Figure 1. *Examples for the proposed fault order categories*

The border of European Platform is plate boundary (A), the boundaries of tectonic megaunits are first-order faults (MHMu: Mid-Hungarian Megaunit) (A). The boundary fault of the Mecsekalja Dislocation Belt (MD) is second-order faults, the Hetvehely-Magyarszék Fault (HMT) is third-order, the reverse fault bounding the Misina - Bertalan Hill block on the north (BF) is fourth (B). The dextral strike-slip fault in the sand pit of Szentlőrinc (⊗: outbound, ⊙: oncaming block) (E) and the inclined fault of Danitz (F) are sixth-order fault

A rendűség kérdése

A rendűség a térképi megjelenítéskor a jelentőségbeli különbségeket szemlélteti. Régóta alkalmazzák, szerzőről-szerzőre, illetve helyről-helyre változó formában. Megint csak az egységesítés érdekében olyan skálát javaslunk a törésrendűség meghatározására, amely a vízszintes, illetve függőleges elmozdulás mértékén alapul (1. ábra).

Próbálkozások után úgy találtuk, hogy a rendűség határait célszerű olyan (kerekített) méter értékekben megadni, amelyek természetes alapú logaritmusai egész számok. A vízszintes elmozdulási komponens esetében legmegfelelőbbnek a 3, 5, 7, 9 és 11, a függőleges esetében az 1, 3, 5, 7 bizonyult (pl. e^{11} =59 874,14…, ami kerekítve 60 000) (I. táblázat).

Hangsúlyozzuk, hogy ebben az esetben sem a kategóriák határértékén, hanem a konszenzus kialakítása utáni következetes és egységes használaton múlik az adatbázis minősége.

I. táblázat. A törésrendűség javasolt határértékei, ahol V a vízszintes, F a függőleges elmozdulás mértéke

Table I. *Proposed limits for fault order categories, where V is amount horizontal and F is amount vertical of translation*

Lemezhatár	
Elsőrendű (1^{st})	V > 60 000 m
Másodrendű (2^{nd})	8 000 m < V ≤ 60 000 m és/vagy 1000 m < F
Harmadrendű (3^{rd})	1 000 m < V ≤ 8 000 m és/vagy 150 m < F ≤ 1000 m
Negyedrendű (4^{th})	150 m < V ≤ 1 000 m és/vagy 20 m < F ≤ 150 m
Ötödrendű (5^{th})	20 m < V ≤ 150 m és/vagy 3 m < F ≤ 20 m
Hatodrendű (6^{th})	V < 20 m és/vagy F < 3 m

A dokumentáló neve és a dokumentálás dátuma

E metaadatok célja, hogy rögzítse, hogy ki és mikor vezette be a törést, mint objektumot az adatbázisba, (nem feltétlenül azonos az észlelő személyével).

A tektonikus elemek csoportosítása

A törések jellemzően nem egyedülálló entitások, hanem törésrendszereket alkotnak. A törésrendszerek egyedi névvel és a rájuk vonatkozó leírással is rendelkezhetnek.

Logikai modell

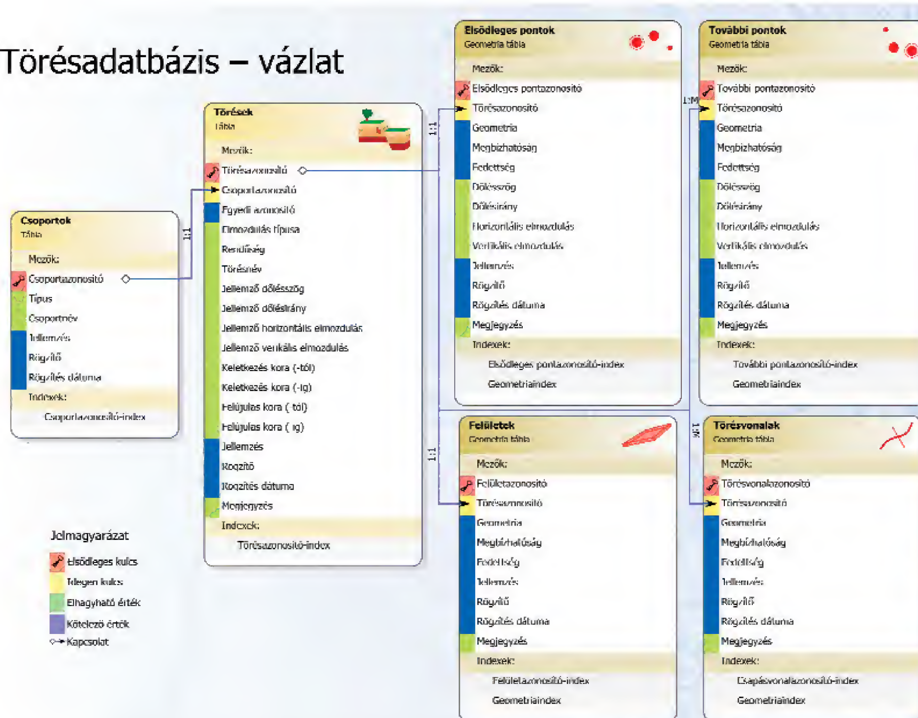
A logikai modell célja, hogy az elméleti modellben megfogalmazottakat olyan szabályhalmazzá alakítsa, amely segítségével felépíthetünk egy tényleges adatbázist. E logikai modell szabályaiból objektumrelációs adatbázis építhető, amelynek szerkezetét mutatja be a 2. ábra. (A jobb érthetőség kedvéért az ábra nem az adatbáziskezelés gyakorlatában alkalmazott [ékezetes betűk, szóközök stb. nélküli] mező- és táblaneveket tartalmazza. A logikai modell kísérleti változata elérhető a http://bit.ly/1akXnj9 honlapon.)

Kapcsolatok

Az adatbázisokban alkalmazható elsődleges és idegen kulcsok használatával a „Törések” táblát definiáljuk a kapcsolati háló alapjaként; minden más tábla alárendelten kapcsolódik ehhez. Egy töréshez pontosan egy elsődleges pont kell, hogy tartozzon. Egy töréshez egy háromdimenziós törésfelület és a választott felszíneknek megfelelően több törésvonal tartozhat. A táblák egységesen, a töréstábla „idegen kulcsa” révén csoportokba szervezhetők (2. ábra).

A kapcsolatok definiálásával az adatkezelés megkönnyíthető. Abban az esetben, ha egy törést eltávolítunk az adatbázisból, akkor törlődik az összes alárendelt elem is. Egy alárendelt elem (kivéve az elsődleges pontot) — például törésvonalszakasz vagy egy „további pont” — törlése azonban nem váltja ki a főtábla eltávolítását. Egy elsődleges pont törlése esetén a törést az összes alárendelt elemével együtt el kell távolítani. Mivel a csoportosítás táblája nagyon sok törést érinthet, és szerkesztésére a törések bejegyzése után kerülhet sor, adatbiztonsági okokból nem definiálunk törlő kapcsolatot.

A kapcsolatoknak az adatkezelésen kívül is van szerepük. A felépített modellben ezek teszik lehetővé a felhasználó számára, hogy a grafikus kezelőfelületen — számok



2. ábra. A javasolt törésadatbázis szerkezete

Figure 2. *The structure of the proposed database*

megjegyzése nélkül — a törés adatait tartalmazó különböző táblákat bejárhassa.

Topológia

A logikai modell eddig leírt részei bármilyen adatbázis-kezelő rendszerben megvalósíthatók. A geoadatbázisok ezen felül lehetőséget nyújtanak a topológiai szabályok megadására is, így nem vihetünk geometriai hibát az adatbázisba. E szabályok:

— az elsődleges- és további észlelési pontoknak, valamint az adott töréshez tartozó összes törésvonalnak illeszkednie kell a törés síkjára;

— adott metszési felülethez tartozó törésvonalak különböző tulajdonságú szakaszai szakadásmentesen kell, hogy kapcsolódjanak;

— a törésvonal nem lehet önmetsző, és nem eshet egybe más törésvonallal még egyes szakaszait tekintve sem;

— elsődleges pontok nem eshetnek egybe;

— a felület nem lehet önmetsző, és nem ölelhet körül zárt térfogatot.

Feltöltési terv

Az adatbázisba — kizárólag az adatbáziskezelő szoftverek beépített kezelőfelületét alkalmazva — könnyen (konzisztencia-) hibák vihetők, ezért ideális esetben az adatokat egy olyan „varázsló” rendszerrel kell felvinni, amely a felhasználónak csak — a törésmodellnek megfelelően — korlátozott lehetőségeket ad és a bevitt adatokat többször ellenőrzi. Az adatbázis feltöltési mechanizmusa meg kell gátolja, hogy a töréseket, azok paramétereit és csapásvonal-szakaszait indoklás nélkül rögzítsék. Ez az adott törés „megbízhatóságát” dokumentálja, bevezetésének, későbbi átértékelésének indokait utólag is megismerhetővé teszi.

Verziókövetés

A digitális adatbázisok lehetőséget nyújtanak tartalmuk változáskövetésére és naplózására, ami elsősorban adatbiztonsági és archiválási célt szolgál.

Adatbáziskezelő rendszer

Az adatbázis tényleges megvalósításához az ArcGIS™ ArcSDE geoadatbázis-illesztőfelületet választottuk, mert könnyen kezelhető, több felhasználós, objektumrelációs rendszer, amelyből könnyen készíthetők webes alkalmazások, továbbá kliensei mind asztali, mind webes felületen roppant felhasználóbarátok. Az elképzelés szabad szoftverekkel (szerver oldal: PosGIS + GeoServer; kliensoldal: GRASS + QGIS, webes felületen: OpenLayers) is megvalósítható.

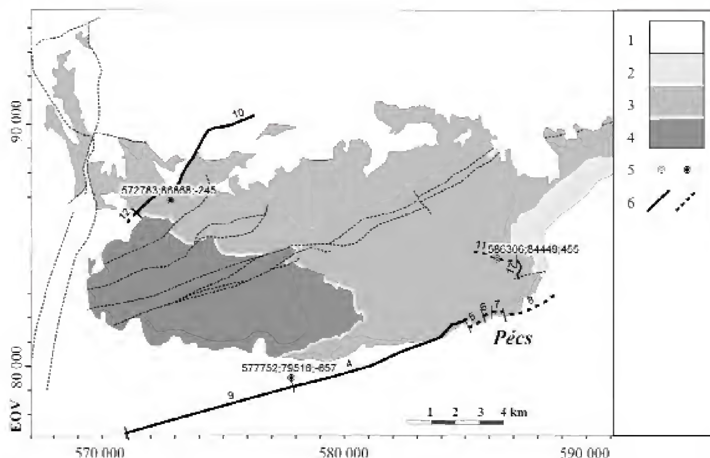
Megjelenítési modell

A megjelenítési modell feladata meghatározni, hogy milyen kartográfiai jelölőelemekkel és milyen generalizációs szabályokkal lehet töréseket térképen bemutatni. Megjelenítési modellünk jelölőelemei a hagyományos földtani jelkulcshoz igazodnak, kiegészülve az elsődleges pont és a további pontok jelölésével. A megjelenítés során generalizálással kerülhető el, hogy a megjelenítési méretarány csökkenésével a térkép túlzsúfolttá váljon.

Fizikai modell

A fizikai modell a kész, feltöltött adatbázis. Nyugat-mecseki példán mutatjuk be a bevezetőben és a logikai modellben foglalt elvek gyakorlati megvalósulását és az adatbázis működését.

Térképen (3. ábra) és II–IV. táblázatban mutatjuk be példaként három mecseki törés adatait. Különösen tanulságos a Misina–Bertalanhegy-tömböt északról határoló törés átminősítést tartalmazó leírása. A nyomtatásban megjelent Pécsbányatelep tízezres lapon NAGY Elemér (NAGY & HÁMOR 1964) egy északi dőlésű normálvetőt szerkesztett a Kozári Mészkő és a Karolinavölgyi Homokkő közé. Észlelési adat ezt a megoldást nem támasztja alá.



3. ábra. A II-IV. táblázatban példaként bemutatott törések a Ny-Mecsek földtani térképvázlatán, az elsődleges pontok és azonosítóik, valamint az elkülönített szakaszaik és sorszámuk feltüntetésével

1 - neogén és negyedidőszaki, 2 - jura, 3 - triász, 4 - perm képződmények, 5 - feltételezett és észlelt elsődleges pont, 6 - észlelt és feltételezett felszíni nyomvonal

Figure 3. *The faults used as examples in the following tables (II-IV), the primary points and their identifiers, segments and numbers on a sketch map of the Western Mecsek Mts*

1 - Neogene - Quaternary, 2 - Jurassic, 3 - Triassic, 4 - Permian rocks, 5 - supposed and observed primary point, 6 - observed and supposed fault trace

II. táblázat Nyugat-mecseki törések attribútumtáblája (l. 3. ábra). A II-IV. táblázatok közötti kapcsolatot a 2. ábra szemlélteti

Table I. *Attribute table of faults in the W Mecsek Mts (Figure 3) The connection between Tables II-IV are described by Figure 2*

Törések																
Törésazonosító	Egyedi azonosító	Elmozdulás típusa	Rendűség	Törésnév	Jellemző dőlésszög	Jellemző dőlésirány	Jellemző horizontális elmozdulás	Jellemző vertikális elmozdulás	Keletkezés kora (-tól)	Keletkezés kora (-ig)	Felújulás kora (-tól)	Felújulás kora (-ig)	Jellemzés	Rögzítő	Rögzítés dátuma	Megjegyzés
1	577752;79516;-657	Feltolódás	2	Mecsekalja-vonal	60	350	1000	700	kainozoikum	kainozoikum - neogén	kainozoikum - kvarter	kainozoikum - kvarter	A Mecsek kiemelkedő tömbjének déli határoló törése, amely egyben a főként neogén balos eltolódással jellemzett Mecsekalja diszlokációs zóna északi határa. A rétegtani különbségek 700 m elvetési magasságra utalnak, ebben azonban a korábbi balos elmozdulásnak is szerepe lehet.	Konrád Gyula	2012. 09. 06. 16:26:00	Elnevezését Wébertől vettük át (WÉBER 1977).
2	572783;86868;-245	Feltolódás	2	Hetvehely-Magyarszéki-feltolódás	50	150	600	500	kainozoikum	kainozoikum - neogén			Fúrásokban és geofizikai szelvényben mutatható ki. Két oldalán a Kővágószőlősi Homokkő jelentős vastagságkülönbsége horizontális elmozdulásra is utal.	Halmai Ákos	2012. 11. 23. 20:00:00	WÉBER (1977) szerint a Mecsekalja-vonal feltolódásának északi párja.
3	586306;84449;455	Feltolódás	3		50	180		50	kainozoikum - neogén	kainozoikum - kvarter			NAGY & HÁMOR (1964) a pécsbányatelepi tízezres földtani térképen északi dőlésű normálvetőnek jelölte. A mikrotektonikai adatok (LEDŐ 2012) és az átbuktatott rétegek előfordulása alapján feltolódásnak minősítjük, déli dőlésiránnyal. A törés síkjáról észlelt adat nincs.	Konrád Gyula	2012. 11. 23. 20:00:00	Feltételezhetően a Misina-tömb negyedidőszaki kiemelkedésének északi határoló törése.

III. táblázat. A törések elsődleges pontjainak adattáblázata

Table III. *Data table of the primary points of the faults*

Elsődleges pontok										
Törésazonosító	Megbízhatóság	Fedettség	Dőlésszög	Dőlésirány	Horizontális elmozdulás	Vertikális elmozdulás	Jellemzés	Rögzítő	Rögzítés dátuma	Megjegyzés
1	Észlelt	Fedett	60	350		700	A 1428 sz. fúrásban a miocén törmelékes képződmények és az azokra feltolódott Karolinavölgyi Homokkő Mecseki Kőszén blokk érintkezési síkja. A dőlésszög becsült érték: a 4582 és a 4604 sz. fúrásban észlelt töréssíkok alapján.	Konrád	2012.09.06.	Az eredeti fúrásdokumentációban liász képződmények tolódtak miocén törmelékes üledékre, utóbbit WÉBER később (1977) felső-triász konglomerátumnak minősítette, amit nem tartunk indokoltnak.
2	Észlelt	Fedetlen	50	150		500	A 7008 sz. fúrásban 420 méterben harántolt feltolódás (fúrócső Z: 174,05 m).	Halmai	2012.1	Kérdéses, hogy a szerkezet mentén történt-e eltolódás. A törés két oldalán a Kővágószőlősi Homokkő jelentős vastagságkülönbsége szerint igen.
3	Feltételezett	Fedetlen	60	180		50	A pécsbányatelepi tízezres földtani térképlapon a feltárások tektonikus rétegtani hiányra utalnak. A két, egymáshoz legközelebbi ilyen kibúvás közötti felezőpontban adtuk meg az elsődleges pontot.	Konrád Gyula	2012.10.19. 20:10:00	A NAGY & HÁMOR (1964) térképén normálvetőnek jelölt szerkezetet LEDŐ (2012) mikrotektonikai mérések alapján déli dőlésű feltolódásnak tartja. A törés síkjának dőlésiránya 10 fok pontossággal becsülhető (a csapásvonal elhelyezkedése és a törés síkja fölött 160 méterig mélyült Tettye-12 sz., teljes szelvényű fúrás alapján. A furadékminta szerint a rétegsor zavartalan, tehát a talpig nem érte el a feltolódás síkját.)

IV. táblázat. A törések nyomvonalainak attribútumtáblázata
Table IV. *Attribute table of the fault traces*

Törésvonalak						
Törésvonalazonosító	Törésazonosító	Megbízhatóság	Fedettség	Jellemzés	Rögzítő	Rögzítés dátuma
4	1	Észlelt	Fedett	Fúrási harántolások alapján szerkeszthető (l. az elsődleges- és a további pontokat).	Konrád Gyula	2012.11.23. 20:00:00
5	1	Feltételezett	Fedett	Feltárások és fúrások között megszerkeszthető törésvonal.	Konrád Gyula	2012.11.23. 20:00:00
6	1	Feltételezett	Fedett	Feltárások és fúrások között megszerkeszthető törésvonal.	Konrád Gyula	2012.11.23. 20:00:00
7	1	Feltételezett	Fedett	Feltárások és fúrások között megszerkeszthető törésvonal.	Konrád Gyula	2012.11.23. 20:00:00
8	1	Feltételezett	Fedett	Feltárások és fúrások között megszerkeszthető törésvonal.	Konrád Gyula	2012.11.23. 20:00:00
9	1	Észlelt	Fedett	Fúrási harántolások alapján szerkeszthető (l. az elsődleges- és a további pontokat).	Konrád Gyula	2012.11.23. 20:00:00
10	2	Észlelt	Fedett	Fúrási harántolások és feltárások alapján szerkeszthető (l. az elsődleges- és a további pontokat).	Konrád Gyula	2012.11.23. 20:00:00
12	2	Feltételezett	Fedett	A 8012, 8005 7131, 7133 fúrások eltérő rétegsora között megszerkeszthető csapásvonal.	Konrád Gyula	2012.11.23. 20:00:00
11	3	Feltételezett	Fedett	Feltárások között megszerkeszthető csapásvonal (CHIKÁN et al. 1984).	Konrád Gyula	2012.11.23. 20:00:00
17	3	Észlelt	Fedetlen	A Kozári Mészkő és a Karolinavölgyi Homokkő között erősen tektonizált Kantavári Mészmárga kibúvások mentén jelölhető ki.	Konrád Gyula	2012.11.23. 20:00:00

Mikrotektonikai mérések szerint (LEDŐ 2012) a szerkezet egy déli dőlésű feltolódás, amelynek jelentős szerepe volt a hegység fiatal kiemelkedésében. Mindezen adatok dokumentálása a későbbi értékelést/értelmezést hatékonyabbá teszi. A térképen és a táblázatokban bemutatott fizikai modell csak részlet, a teljes kísérleti adatbázis a http://bit.ly/1akXnj9 címen érhető el.

Köszönetnyilvánítás

Hasznos észrevételeiért köszönettel tartozunk SEBE Krisztinának, valamint lektorainknak: BALLA Zoltánnak és MAROS Gyulának. A cikk elkészítését „A Dél-dunántúli régió egyetemi versenyképességének fejlesztése" (TÁMOP–4.2.1.B-10/2/KONV-2010-0002) pályázat és a Pécsi Tudományegyetem Földtudományok Doktori Iskolája támogatta.

Irodalom — References

ALBERT, G. 2003: Modelling of subsurface geological structures on a future disposal site of low- and intermediate-level radioactive wastes. — *European Geologist. Journal of the European Federation of Geologists* **Dec. 2003,** 23–26.
ALBERT G. 2005a: Töréses szerkezetek modellezési módszerei — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2004,** 97–107.
ALBERT, G. 2005b: Structural model of the Bersek and Kecskekő Hills in the North-eastern Gerecse – A three-dimensional visualization. — *GeoLines* **19,** 15–16.
ALBERT G. 2009a: Az észlelési földtani térképek digitális feldolgozásának/archiválásának menete. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2007,** 45–52.
ALBERT G. 2009b: Háromdimenziós földtani modellek fejlesztésének és megjelenítésének módszerei térinformatikai szemlélettel. — *Kézirat*. Magyar Állami Földtani Intézet. Budapest. 160 p.
American Petroleum Institute (API) 1979: The API well number and standard state and county numeric codes including offshore waters. — *API Bulletin* **D12A**, American Petroleum Institute, Dallas, TX, 136 p.
CHIKÁN G., CHIKÁN G.-NÉ & KÓKAI A. 1984: A Nyugati-Mecsek földtani térképe. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
CHIKÁN G. 1991: A Nyugati-Mecsek kainozoós képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **72,** 281 p.
CROCKFORD, D. 2012: Base32 Encoding — http://www.crockford.com/wrmg/base32.html (2013.06.11.)
DETREKŐI Á. & SZABÓ GY. 2003: *Térinformatika.* — Nemzeti Tankönyvkiadó Rt., Budapest. 380 p.
GNS Science 2013: New Zealand Active Faults Database — http://data.gns.cri.nz/af (2013.06.11.)
HALMAI Á. 2011: A tektonikai elemek rendszerezésének és modellezésének elméleti megalapozása (Nyugat-mecseki példákkal). — *Kézirat*, diplomamunka, PTE Földtani Tanszék, 52 p.

HORVÁTH Z., LORBERER Á. F. & RÓZSA E. 1999: Miocén tengerparti fáciesek Hetvehely környékén (Nyugat-Mecsek) — *Földtani Közlöny* **128/4,** 573–584.

IHS 2012: Numbering Guidelines — http://www.ihs.com/products/oil-gas-information/training/reference-materials.aspx?tid=t5 (2013. 06. 11.)

KONRÁD GY. & SEBE K. 2010: Fiatal tektonikai jelenségek új észlelései a Nyugati-Mecsekben és környezetében. — *Földtani Közlöny* **140/2,** 135–162.

LEDŐ T. 2012: A Misina és a Bertalan-hegy környékének szerkezetföldtani képe. — *Kézirat*, diplomamunka, PTE Földtani Tanszék, 41 p.

MAROS, GY., KOROKNAI, B., PALOTÁS, K., FODOR, L., DUDKO, A., FÓRIÁN-SZABÓ, M., ZILAHI-SEBESS, L. & BÁN-GYŐRY, E. 2004: Tectonic analysis and structural evolution of the north-eastern Mórágy Block. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2003,** 371–394.

MAROS GY., BORSODY J., FÜRI J., KOROKNAI B., PALOTÁS K. & RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E. 2011: A Mórágyi-rög ÉK-i részének szerkezetföldtani értékelése a töréses szerkezetekre. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. Adattár, Kővágószőlős, 121 p.

MFGI 2013: Magyarország mélyföldtani térképe 1:100 000. — http://loczy.mfgi.hu/mfdt_100/ (2013. 06. 11.)

NAGY E. & HÁMOR G. 1964: Magyarország földtani térképe. 10 000-es sorozat, Pécsbányatelep — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.

ONEGEOLOGY 2013: http://portal.onegeology.org (2013. 06. 11.)

SEBE K. 2006: Domborzatmodell alkalmazhatósága a geomorfológiai elemzésben a Nyugat-Mecsek példáján. — *Földrajzi Értesítő* **évf. 55/1–2,** 5–23.

SEBE, K. & JORDÁN, GY. 2006: Extraction of tectonic features from high-resolution photogrammetric DEM (Mecsek Mts., Hungary). — *GeoLines* **20,** 119–120.

USGS 2013: Quaternary Fault and Fold Database of the United States — http://earthquake.usgs.gov/hazards/qfaults (2013.06.10.)

VANNUCCI, G. & GASPERINI, P. 2003: A database of revised fault plane solutions for Italy and surrounding regions. — *Computers & Geosciences* **29,** 903–909.

WAINWRIGHT, J. & MULLIGAN, M. (eds) 2004: *Environmental modelling: finding simplicity in complexity.* — John Wiley & Sons Ltd. West Sussex, UK. 408 p.

WÉBER B. 1977: Nagyszerkezeti szelvényvázlat a Ny-Mecsekből — *Földtani Közlöny* **107/1,** 27–37.

Kézirat beérkezett: 2013. 02. 04.

Főszerkesztői megjegyzés

Tisztelt Kollégák!

A fenti cikk által vázolt tevékenység jelentőségét szeretném kiemelni, és felhívni a téma iránt érdeklődő valamennyi kolléga figyelmét arra, hogy a tervezett adatbázis megbízhatóbbá teheti a legfontosabb szerkezeti vonalakra vonatkozó ismereteket. Ezt korábban már a cikkben hivatkozott kollégák (MAROS Gy., ALBERT G.) is szóvá tették, de az adatbázis nem jutott el a megvalósításig.

További lényeges momentum, hogy fontosabb szerkezeti vonalaink jelentős része nem korlátozódik hazánk területére, tehát már most figyelembe kell venni, hogy ezeket a határon túli kollégákkal közösen célszerű feldolgozni, paramétereiket meghatározni.

Az előzőből következik, hogy erre nemzetközi szinten is érdemes valamilyen szervezeti keretet létrehozni (pl. a CETEG-ben). Első körben a szomszédos országokra gondolok, de miután a KBGA ennél tágabb földtani szervezet, javaslom, hogy a következő tiranai kongresszuson hangozzék el a szerzők részéről a tárgykört ismertető előadás és egyúttal egy javaslat egy, a KBGA-n belüli, munkacsoport létrehozására is. Egyetértésetek esetén ezt az ez év októberi council ülésen már napirendi ponttá is tehetnénk.

Még egy fontos momentum: a munka eredménye egy folyton növekvő adatbázis lesz, amelynek ki kell dolgozni a tárolási, hivatalos kezelési és hozzáférési rendjét. Ez különösen alapos átgondolást igényel.

Bízom abban, hogy sikeres előkészítés után, sok kolléga fog aktívan közreműködni az adatbázis építésében.

CSÁSZÁR Géza

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
143/3, 289–294., Budapest, 2013

Gondolatok a karsztos hévízrendszerek nyomelem-tartalmának eredetéről

†MARTON Lajos

About the origin of microelement-content in karst thermal water systems

Abstract

When the view of plate tectonics, which gave the geology the status of a modern natural science, became general it affected the terrestrial hydrogeology as well and also caused the change of view in the Hungarian hydrogeological literature. This new view is represented by the book (DOBOS et al. 2012). The writers state that the microelements in the Transdanubian karst waters "are in genetic connection with the deeper part of the plates and the fluids upwelling from this direction can play a role in the composition of the karst thermal waters and in forming their temperature conditions". The topic of this paper is the critical analysis of the above statement.

Keywords: plate tectonics, hydrogeology, microelements, continuity of basins, karst thermal water systems

Összefoglalás

A földtudományt a modern természettudomány rangjára emelő lemeztektonikai szemlélet általánossá válásának hatása elérte a terresztrikus hidrogeológiát is, és szemléletváltozást eredményezett a magyar hidrogeológiai irodalomban. Az új szemléletet DOBOS et al. (2012) munkája is tükrözi. A szerzők azt állítják, hogy a dunántúli karsztvizekben található mikroelemek „a lemezek mélyebb részeivel állhatnak genetikai összefüggésben és ebből az irányból feláramló fluidumok szerepet játszhatnak a karsztos hévizek összetételében és hőmérsékleti viszonyaik alakításában". Ennek az állításnak kritikai elemzése képezi ennek a tanulmánynak a tárgyát.

Tárgyszavak: lemeztektonika, hidrogeológia, nyomelemek, medence-kontinuitás, karsztos hévízrendszer

Bevezetés

A múlt század hetvenes éveiben forradalmian új elmélet született a földtudományokban. A kutatások, főleg az óceánfenék egyre rendszeresebb mélyfúrásos vizsgálata bebizonyította, hogy a kőzetburok nem egységes összefüggő héj, hanem több egymás melletti, egymáshoz képest mozgó lemezből áll. Az elmélet lemeztektonika néven vált ismertté. Magyarországon WEIN (1978) munkáját tekinti a földtudomány határkőnek a lemeztektonikai szemlélet általánossá válásában és elfogadottságában (HORVÁTH 2007). A lemeztektonika alapvetően kinematikai jelenség, amely a litoszféra darabokra töredezett hatalmas kőzetlemezeinek mozgásával magyarázza a szeizmikus aktivitást, a vulkanizmust, a hegyképző folyamatokat és egyéb a Földdel kapcsolatos jelenségeket. Ez az összefoglalóan geofizikai szemléletű elmélet természetszerűleg kihatott a földtudományok más ágaira, nevezetesen a hidrológiára, ezen belül a hidrogeológiára is.

A lemeztektonika hidrogeológiai vonatkozásai

2012 tavaszán figyelemreméltó kiadvány jelent meg a magyar hidrogeológiai irodalomban, (DOBOS et al. 2012), melynek előzménye volt SCHEUER (2011) tanulmánya a Kárpát-medence karsztos ásványvizeiről. Az új szemléletű kiadvány kitűnő példája a felszín alatti vizek mozgása korszerű bemutatásának. A nyomelemek kimutatása sok kérdésre újszerű választ ad, s hiánypótló abban a gondolati környezetben, amely a Kárpát-medence felszín alatti vizei mozgása tekintetében nehezen és nagy késéssel ismerte fel a

medence-kontinuitást. Ezen kívül a lemeztektonikai folyamatok kutatásának is jelentős dokumentuma. Viszonylag keveset tudunk még a mélységbeli áramlások dinamikájáról, amely csak interdiszciplináris szemlélettel vizsgálható, s úgy tűnik, ez az összeállítás jelentős adatamennyiséget szolgáltat a további vizsgálatokhoz.

A bevezetésben egyértelműen megfogalmazzák a mű célját, a karsztos hévízrendszerek nyomelemtartalmának átfogó vizsgálatát, a nyomelemek származásának és mennyiségének a tektonikai mozgásokkal, ezek közül is a lemeztektonikával kapcsolatos kimutatását. Konkrétan meg is fogalmazzák, hogy a mikroelemek jelenléte „a lemezek mélyebb részeivel állhatnak genetikai összefüggésben és esetleg ebből az irányból feláramló fluidumok is szerepet játszhatnak a karsztos hévizek összetételében és hőmérsékleti viszonyaik alakításában".

Az ambiciózus célmeghatározást kitűző műben szereplő geológiai leírás azonban meg sem említi ezeket a döntő tektonikai folyamatokat, azt teljesen átengedi a hidrogeológiai tárgyalásnak, ezáltal a bevezetésben ígért merész koncepció megkerültnek látszik. A terület geológiai leírása más szempontokat tart fontosnak kiemelni, s elkápráztat a rengeteg új elnevezéssel, amely ilyen töménységben talán túl részletes is, mások számára viszont kitűnő forrásanyag lehet.

A terjedelmesnek nem mondható könyv tartalma egyértelműen kínálja az összehasonlítás lehetőségét más területek, esetleg nem is mély vízadóinak vizsgált nyomelemeivel. Az egyik választott összehasonlításban elsősorban fiatal alpi vizek szerepelnek, ebben a véleményezett műben viszont túlnyomóan hosszabb tartózkodási idejű, mélyebb áramlási pályákon mozgó vizekről van szó, amelyeknek felszínhez közelebbi áramlási pályái is vannak, és mindenképpen a karsztvíz-kontinuitás meggyőző bemutatását jelentik.

A hidraulikai kontinuitás lenyűgöző bizonyítéka a Tatán nagy bőséggel feltörő 18-22 °C-os szubtermális hévizek szinte folyóként megnyilvánuló feláramlása, továbbá a számtalan helyen feláramló karsztvizek bősége, többek között a Duna vonalában. A szerzők által leírtak szerint a terület összes vize kivétel nélkül *kalcium-magnézium-hidrogén-karbonátos* jellegű, esetenként *kloridos, szulfátos* kifejlődéssel. A Na hiánya vagy alacsony szintje azt mutatja, hogy döntően nem kerültek kapcsolatba agyagásvány-tartalmú kőzetekkel.

Könyvünk szerzői a vizsgálati eredmények alapján két nagy csoportba sorolták adataikat: *vezető nyomelemek* és *másodlagos nyomelemek* csoportjába. Az előbbiek kiugróan nagy vagy jelentős mennyiségben fordulnak elő a karsztos hévizekben. A vezető nyomelemeket további altípusokba sorolták: *Domináns vezető nyomelemek*: stroncium, fluor és a bór. E három elem mennyisége 86,1%-át teszi ki az összes vezető nyomelemeknek. A domináns elemeken belül a *stronciumé* a vezető szerep 47,9%-kal, a *fluor* 39,1%-kal, a *bór* 13%-kal szerepel. *Kísérő vezető nyomelemek*: lítium, bárium, bróm, jód, rubídium és cézium.

Összehasonlító nyomelemvizsgálatok

Egy jelentős adatmennyiséget tartalmazó összeállítás szinte kínálja az összehasonlítást más vízadók nyomelem-koncentrációjával. Első összehasonlításként nézzük meg, mit találunk egy átfogó kutatási jelentésben, amely az *alpi övezet* felszín alatti vizeinek összetételéről tájékoztat (KILCHMANN et al. 2004). A Lausanne-i Szövetségi Technológiai Intézet (Svájc) Műszaki és Környezetföldtani Laboratóriumában több mint 20 éven át vizsgálták az alpi övezet fiatal felszín alatti vizeinek kémiai összetételét különböző litológiai környezetben, különös tekintettel a nyomelem-tartalomra. Ennek során több mint 500 forrás és kút vizét vizsgálták, és összesen 1824 vízelemzést végeztek, amelyből 1674 elemzést minőségi ellenőrzésnek vetettek alá. A felmérés tehát reprezentatívnak tekinthető.

Először az *alpi karbonátos és az ÉK-Dunántúl mészkő-dolomit egyes vízadóinak nyomelemeit hasonlítjuk össze az I. táblázatban*, ez természetesen erősen szubjektív alapon történt, több más összehasonlítás lehetséges. Ahol a hazai nyomelemek lényegesen meghaladják az alpi medián és maximum értékeket, vastagított számokkal jeleztem.

KILCHMANN et al. (2004): (p. 645) a „Springs in Carbonate Rocks" fejezetben a különböző diagenetikus folyamatokon és metamorfózison átment vízgyűjtő területeken, a Jura hegység (Franciaország, Svájc), a svájci Alpok, az Appenninek (Olaszország), a Dinaridák (Szlovénia) és a Hellenidák (Görögország) karbonátos kőzeteinek forrásait vizsgálták. A vízgyűjtő területek kőzeteinek kora a devontól az eocénig terjed.

A KILCHMANN-féle jelentésben szereplő karbonátos kőzetek felszín alatti vizeit 161 és 547 mg/L értékek közötti összes szilárd alkotórész (TDS) jellemzi. Az alacsonyabb tengerszint feletti magasságokban megcsapolódó karsztvizek ásványosodása jóval nagyobb mértékű, mint a magasabb szinteken fakadó forrásoké. Az aquifer litológiájától függően három fő hidrokémiai fácies különböztethető meg. A tiszta mészkő vizei uralkodóan Ca-HCO_3 típusúak. A dolomitos mészkő vagy dolomit vízadók vizei Ca-Mg-HCO_3 típusúak. Azoknak a vízadóknak a vizei, amelyek evaporit beágyazódásokkal rendelkeznek, Ca-Mg-HCO_3-SO_4 típusúak.

A táblázatban az eredeti jelölések szerepelnek, az összehasonlíthatóság megkönnyítése érdekében.

Az alpi vizek tanulmányozása során azt a következtetést vonták le, hogy a karbonátos kőzetek felszín alatti vizei általában nagyon alacsony nyomelem-koncentrációval rendelkeznek, a kalcit nagyon korlátozott mennyiségű nyomelemet tartalmaz. A nyomelemek határozott megjelenése mint az U, Mo, As, W és Ba, bizonyítékul szolgálhat arra, hogy a vízmozgás uralkodóan a repedésekben megy végbe. Ezek a nyomelemek ugyanis uralkodóan a kőzetrepedések felületi bevonatában fordulnak elő, de nincsenek jelen (vagy csak nagyon alárendelten) a kőzetmátrixban. A megfigyelt természetes nyomelem-koncentrációk hidrotermális eredetűek, a repedésekben található ásványi fázisokból oldódnak ki. A fluorit (vagy folypát: CaF_2) tipikus (rendszerint ala-

I. táblázat. Karbonátos kőzetek felszín alatti vizeinek átlagos kémiai összetétele

Table I. *Average chemical compositions of groundwaters from carbonate aquifers*

		Jura hegység, Svájci Alpok, Apenninek, Dinaridák, Hellenidák**				Magyarország Mészkő-dolomit*		
Paraméter	Egység	Carbonate aquifers				Gellért 18	Csillaghegy 10	Esztergom 3
		min	med	max	n			
TDS	mg/l	160,5	345,4	547,2	87		-	-
F^-	µg/l	<200	<200	400	87	2600	300	680
Sr^{2+}	µg/l	10	150	1750	87	**2693**	**470**	**971**
Li total	µg/l	<1	<1	6	87	**482**	**25,2**	**62,6**
Rb total	µg/l	<0,2	0,6	7,5	87	58,3	6.12	12,0
Ba total	µg/l	<0,2	11,1	220,0	87	39,3	96,0	79,4
Al total	µg/l	<0,2	3,0	137,0	87	3,43	4,91	4,12
V total	µg/l	<0,2	0,4	1,4	87	1,5	0,05	0,35
Cr total	µg/l	<0,2	0,4	2,8	87	3,62	2.24	1,64
Mn total	µg/l	<0,2	1,1	36,9	87	13,7	160	5,61
Ni total	µg/l	<0,2	0,5	4,0	78	1.16	0,76	1,11
Cu total	µg/l	<0,2	0,3	50,8	87	69,2	1,67	1,95
Zn total	µg/l	<0,2	0,9	86,6	87	**823**	**22,9**	**4,56**
Mo total	µg/l	<0,2	0,3	10,7	87	0,11	3,17	1,91
Pb total	µg/l	<0,2	0,4	6,0	87	3,17	0,05	0,11
U total	µg/l	<0,2	0,3	3,1	87	0,22	0,59	0,38
Br total	µg/l	<1	3	96	87	427	41,3	63,2
I total	µg/l	<1	18	38	19	76,7	12,1	10,0
B total	µg/l	<1	8	49	87	**1028**	**74,8**	**248**
As total	µg/l	<0,5	<0,5	>1,4	87	7,46	**139**	0,77

*Dobos et al. (2012),**Kilchmann et al. (2004)

csony hőmérsékleten keletkezett) hidrotermális ásvány, és mivel gyors oldódási kinetikája van, feltehetően ez a fő forrása a vízben oldottnak. A stroncium az evaporit kőzetek tipikus nyomeleme, nagyobb vagy azonos koncentrációval van jelen, mint a K vagy Na. A karbonátos kőzetek gyakran tartalmaznak evaporitrétegeket, amelyekben általában magas koncentrációban van jelen a Sr^{2+} és Li^{+}, többnyire a gipsz oldódása következtében.

A *II. táblázatban* azok a vízadók szerepelnek, amelyekben *az adott komponens a legnagyobb* volt, esetenként a csapadék (precipitation) nyomelem tartalmát is bemutatva (Kilchmann et al. 2004 nyomán), az eredeti táblázat megnevezéseinek felhasználásával.

Mivel a *domináns nyomelemek* között a *stroncium* mennyisége vezet, a továbbiakban ennek előfordulása képezi a vizsgálat tárgyát. A *III. táblázatban* azt tekintjük át, hogyan változik a stroncium-koncentráció a különböző kőzettípusú vízadókban. Mint recenzens, további összehasonlításokat is végeztem, újabb forrásmunkákat vonva be a vizsgálatba. Az ehhez felhasznált forrásmunkák a táblázat alsó sorában vannak feltüntetve. A koncentrációk ebben a táblázatban egységesen mg/L mértékegységben vannak megadva.

Végül álljon itt egy összeállítás a *IV. táblázat* szerint a *szentesi termálvizek, az alpi karbonátos kőzetek* és az *ÉK-Dunántúl forrásvizeinek* összehasonlításával. Egyik felmérés szerint az Alföldön a 35 °C-nál melegebb termálvizeket jól reprezentáló 370 kút vizének 65,4%-a (242 kút) nátrium-hidrogénkarbonátos. Ezek a vizek elsősorban Békés, Csongrád és Szolnok megyében, kisebb mértékben Hajdú-Bihar, Bács-Kiskun és Pest megyében találhatók. A nátrium-hidrogénkarbonátos kloridos hévizek 40 kúttal 11%-ot

II. táblázat. A különböző aquifer-típusok vizének kémiai összetétele

Table II. *Chemical compositions of groundwaters from different aquifer types (Kilchmann et al. 2004)*

Paraméter	Egység	Koncentráció határok				A vízadó típusa	Maximális szint
		min	med	max	n		
TDS	mg/l	760,3	1782,2	2787,5	91	evaporit	-
F	mg/l	<0,2	**1,1**	**4,0**	54	gránit	MCL: 1,0 mg/l
Sr^{2+}	mg/l	1,0	**8,22**	**17,60**	91	evaporit	MCL: 4,0 mg/l
Li total	µg/l	17	20	29	4	gipsz tartalmú molasz	
Rb total	µg/l	1,5	17,4	53,3	78	evaporit	
Ba total	µg/l	2,4	26,8	333,7	96	molasz	
Ba total	µg/l	<0,2	1,9	44,0	73	csapadék	
Al total	µg/l	1,1	1.4	212,0	8	„Glimmersand" molasz	
V total	µg/l	<0,2	0,4	1,4	87	karbonát	
Cr total	µg/l	<0,2	0,8	6,9	96	molasz	
Mn total	µg/l	<0,2	0,8	374,1	96	molasz	
Mn total	µg/l	<0,2	4.0	30,0	72	csapadék	
Ni total	µg/l	<0.2	3.1	35,7	78	evaporit	
Cu total	µg/l	<0.2	0.3	50,8	87	karbonát	
Cu total	µg/l	<0,2	1.7	14,1	71	csapadék	
Zn total	µg/l	<0,2	2,1	156,2	78	evaporit	
Zn total	µg/l	1,3	18.5	85,9	64	csapadék	
Mo total	µg/l	0,2	66,9	140,4	42	gránit	
Pb total	µg/l	<0,2	0.4	6,0	87	karbonát	
Pb total	µg/l	<0,2	1,0	44,0	71	csapadék	
U total	µg/l	<0,2	**135,2**	**2092,7**	42	gránit	MCL: 30 µg/l
Br total	µg/l	<1	9	**126**	96	molasz	MCL: 10 µg/l
I total	µg/l	<1	18	38	19	karbonát	
B total	µg/l	<1	3	99	96	molasz	
B total	µg/l	<1	3	**94**	72	csapadék	
As total	µg/l	<0,5	**13,8**	**225,2**	58	gneisz	MCL: 10 µg/l

Az ivóvíz szabványokban szereplő határértékeket meghaladó koncentrációkat félkövér szedéssel jelöltem. MCL = maximum contaminant level.

Concentrations in excess of the limits in the drinking water standards were marked in bold.
MCL = maximum contaminant level.

III. táblázat. A Stroncium nyomelem-előfordulás a különböző geológiai képződményekben
Table III. *Occurrences of strontium microelements in different geological formations*

Vízadó	Hely (m tsz. f.)	Sr mg/L				TDS mg/L			
		min	med	max	n	min	med	max	n
Csapadék	Alpesi	<0,001	0,001	0,009	48				
[1]Karbonátos	Alpesi (1 1550)	0,01	0,15	1,75	87	160,5	345,4	547,2	87
[1]Gneiss	Alpesi	<0,01	0,04	0,85	63	22,25	75,20	157,7	64
[1]Gránit	Alpesi (570 2080)	<0,01	0,04	0,45	55	28,7	69,1	145,8	54
[1]Evaporit	Alpesi (375 2200)	1,0	**8,22**	**17,60**	91	**760,3**	**1782,2**	**2787,5**	91
[1]Molassz	Alpesi (340 1430)	0,01	0,215	0,996	96	48,4	418,3	714,1	96
[1]Gipsz-molassz	Alpesi	4,03	**4,693**	**4,797**	4	556,9	638,0	674,4	8
[1]Flis	Alpesi (650–1950)	0,111	0,368	**3,114**	53	159,7	267,1	458,8	53
[2]Karbonátos	ÉK-Dunántúl	0,456	**1,975**	**3,624**	29				
[4]Felső-pannóniai homok	Szentesi termál	0,096	0,135	0,398	felső-pannóniai termálvíz				
[2]Horvát karszt	Toplice, fürdő			0,604	termális karsztvíz			542	
[2]Karsztos kőzet	Baden bei Wien			**6,408**	termális karsztvíz			**1617**	
[3]Karsztos kőzet	Dudince (Gyügy)			**9,923**	termális szénsavas víz			**5470**	
[3]Karsztos kőzet	Szliácsfürdő			**11,582**	szénsavas gipszes víz			**3550**	
[2]Karsztos kőzet	Bánpatak			0,663	szénsavas ásványvíz			**1950**	
[3]Kristályos karbonátos	Borszék K-forrás			1,272	szénsavas ásványvíz			**5410**	

[1] KICHMANN et al. (2004), [2] DOBOS-SCHEUER-KELE (2012), [3] SCHEUER (2011), [4] VARSÁNYI (2003)
A négy mérés közötti feltűnően nagy eltéréseket dőlt szedéssel jelöltem.
Extreme large differences between the four measurements were marked italic.

képviselnek, széles területi eloszlásban, míg a nátrium-kloridos, hidrogén-karbonátos alcsoportba tartozó hévizek 30 kúttal 8%-ot tesznek ki. A nátrium-kloridos vizeket 13 hévízkút (3,5%) képviseli (MARTON 2009).

Véleményalkotási kísérlet a nyomelemek eredetéről

Miután hazánkban a múlt században „évtizedekig meddő vita folyt a hévizek juvenilis-, profundus-, kompakciós, sőt vulkáni eredetéről" (ALFÖLDI et al. 1975), mára a csapadék-eredet egyértelmű elfogadást nyert, sőt az áramlási rendszerek működése is tisztázódott. A felszín alatti vizeink kémiai alkotórészeinek, ezen belül a nyomelemek eredetének kérdésében azonban még ma is vannak, sőt most jelennek meg igazából a megválaszolandó feladatok.

Mint az előbbiekben láttuk, az alpi vizeket tanulmányozó szerzők azt a következtetést vonták le, hogy a karbonátos kőzetek felszín alatti vizei általában nagyon alacsony nyomelem-koncentrációval rendelkeznek, a kalcit nagyon korlátozott mennyiségű nyomelemet tartalmaz. Az olyan nyomelemek határozott megjelenése mint az U, Mo, As, W és Ba, bizonyítékul szolgálhat arra, hogy a vízmozgás uralkodóan a repedésekben megy végbe. Ezek a nyomelemek ugyanis döntően a kőzetrepedések felületi bevonatában fordulnak elő, de nincsenek jelen (vagy csak nagyon alárendelten) a kőzetmátrixban.

A tárgyalt könyv fő mondanivalója — a hatalmas ismeretanyag bemutatása mellett — annak a kimutatására irányul, hogy a magas nyomelem-koncentrációk mértéke elsősorban *a lemeztektonikai tevékenység működésének eredménye lehet.* Ez elegáns és nagyívű magyarázata a jelenségnek, amelynek lényege az, hogy a lemeztektonikához kapcsolódó folyamatok eredményezték azt, hogy kialakulhatott a triász dolomitokból és mészkövekből álló

IV. táblázat. Nyomelem koncentrációk VARSÁNYI I. (2003), S. KILCHMANN et al. (2004) és DOBOS I. et al. (2012) nyomán
Table IV. *Microelement concentrations - based on VARSÁNYI I. (2003), S. KILCHMANN et al. (2004) és DOBOS I. et al. (2012)*

		As	Ba	Li	Sr	B	Mn	Zn	Rb	Mo	Pb
		µg/l									
Szentesi termál-vizek	min	1,89	81,04	48,02	95,53	255,0	3,14	0,00	8,60	0,30	0,30
	med	5,92	144,23	65,78	134,97	395,0	8,10	0,00	11,2	0,8	0,5
	max	40,00	320,05	130,04	397,90	1994,0	14,70	23,20	23,8	3,2	5,2
Alpi mészkő vízadók	min	<0,5	<0,2	<1	10	<1	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
	med	<0,5	11,1	<1	150	8,0	1,1	0,9	0,6	0,3	0,4
	max	>1,4	220,0	6,0	1750	49,0	36,9	86,6	7,5	10,7	6,0
ÉK-Dunántúli karszt	min	0,21	38,9	22,1	456	73,5	0,1	0,36	4,45	0,05	0,03
	med	1,45	76,2	166	1975	759	7,21	4,56	33,0	0,23	0,12
	max	21,0	198	618	3624	1359	160	52,7	68,5	5,12	3,17

karsztos-hévíz hidrodinamikai rendszer egy folyton megújuló vízkörforgalommal, le- és feláramlási pályákkal, amelynek (feltehetően) járulékos mélységbeli nyomelemforrásai is vannak (DOBOS et al. 2012).

Azt már legalább ötven éve tudjuk, hogy a Pannon-medence felszín alatti vizeinek mozgása áramlási rendszerekben történik, leáramlási és feláramlási zónákkal s ennek fő hajtóereje a gravitáció. Újabban azt is tudjuk, hogy a medence mélyebb tartományaiban tektonikai kompressziós hatások uralkodnak, s az ott található vizek feszített állapotban vannak, ennek következtében felfelé igyekeznek mozogni, amiből az következik, hogy ezek a mélységbeli vizek a felszínről nem pótlódhatnak (TÓTH & ALMÁSI 2001). A jelenleg méltatott könyvben bemutatott áramlási rendszer regionálisan nyitott, leáramlási és feláramlási zónákkal rendelkezik, és a gravitáció működteti. A lemeztektonikai folyamatok hatását a szerzők főként a törések és járatok kialakításában látják. Amíg az alpi régiókban megfigyelt természetes nyomelem-koncentrációk olyan értelemben minősülnek hidrotermális eredetűeknek, hogy a kőzetrepedésekben található ásványi fázisokból oldódnak ki, a könyv szerzői ezen túlmenő eredetet is vélelmeznek. Arra a következtetésre jutottak, hogy a ma is aktív törések mentén, mint nagymélységű áramlási pályák mentén jelenleg is *köpeny-eredetű* gáz és fluidum feláramlások mehetnek végbe, s ez a folyamat döntően gazdagítja nyomelemekben a rendszer hévizeinek minőségét.

A fenti fogalmazásban közölt — a dolgozatban részletesen tárgyalt lemeztektonikai folyamatokkal alátámasztott — fluidum-feláramlás koncepciója nagyon hasonlít egy 110 évvel ezelőtt nyilvánosságra hozott és nagy figyelmet keltett tudományos elmélethez. Eduard SUESS osztrák geológus 1902-ben a természetkutatók és orvosok konferenciáján Karlsbadban ismertette a juvenilis vizekre vonatkozó elméletét. Ezt a nevet adta annak a víznek, amely a magmából származó oxigénből és hidrogénből keletkezik, gőz formában érkezik a forrásokból és vulkánokból, és belép a vízkörforgásba. Később maga korrigálta elméletét, amenynyiben a vízgőzt nem tekinti juvenilisnek, csak a hidrogént származtatja a magmából, amely a légkör oxigénjével keveredve alkotja a juvenilis vizet. A juvenilis vizek létezését a tudomány ma elismeri, de tiszta eredetében nem tudja tanulmányozni, mert a többi vízzel együtt, keverékvízként kerül be a vízkörforgásba. A magmából történő juvenilis víz és gáz feláramlásának színhelyei elsősorban az óceánok (PINNEKER 1983, ENDERSBEE 2005), ahol a kéreg vastagság csak 5–10 km, szemben a kontinensek 30–35 km-es átlagával.

Visszatérve a véleményezett műhöz, nevezetesen a köpeny-eredetű gáz- és fluidum-feláramlások kérdéséhez, el kell ismerni, hogy ez is egy vélelmezhető koncepció, egy erősen valószínűsíthető feltételezés, azonban csak feltételezés, mert bizonyítása hiányzik. A III. táblázatban látható, hogy az alpi övezet legmagasabb stroncium-koncentrációi az evaporit kőzetekben 375–2200 m tengerszint felett fakadó forrásvizekben találhatók, s még medián-értékei is jóval nagyobbak a hazai maximumnál, de a szerzők egyértelműen a hidrotermális telérekből történő kioldódásból származtatják, meg sem említenek más származási lehetőséget.

A III. táblázatban láthatjuk, hogy a stroncium mértékét tekintve a horvát Stubica fürdő (Toplice) és az osztrák Baden bei Wien vizének koncentrációi hasonlítanak a Dunántúli-középhegység vizeihez, még a TDS tekintetében is. Különösen nagy TDS értékkel és magas Sr-koncentrációval szerepelnek Szlovákia szénsavas karsztos ásványvizei: Gyügy (Dudince) és Szliácsfürdő (Sliače Kupele), az utóbbi egyben gipszes víz is. Gyügy esetében igen magas még a litium (3,22 mg/l) és bór (6,85 mg/l) koncentrációja is. A szénsav eredetét a szerző a mélyben zajló lemeztektonikai folyamatokkal hozza kapcsolatba, bár megjegyzi, hogy felmerült még egyéb magas karbonát-tartalmú kőzetek termikus bomlásából származó eredet is (SCHEUER 2011). A földrengési adatok azt jelzik, hogy a források környezetében 10 km-nél mélyebbre lehatoló aktív törések is vannak és ezek mentén feláramló fluidumok és gázok juthatnak a vízbe. SCHEUER (2011, p. 35) táblázata szerint az erdélyi Bánpatak és a borszéki Kossuth-forrás szénsavas karsztos ásványvizei magas Ca^{2+}, Mg^{2+} és HCO_3^--koncentrációval tűnnek ki, ami a

$$CaMg\,(CO_3)_{2(s)}+2H_2O+2CO_2 \leftrightarrow Ca^{2+}+Mg^{2+}+4HCO_3^-$$

reakcióból következik (KILCHMANN et al. 2004).

Következtetések

A magmás eredetű hidrotermális telérekből történő nyomelem-kioldódódás bizonyítható, amelyet a KILCHMANN-féle (2004) mérések is alátámasztanak, de a köpenyből történő ma is aktív fluidum-feláramlásra nincsenek hiteles bizonyítékok. A dolgozatban jelzett 11–17 km-es földrengés-kipattanási mélység sem bizonyíték, mivel a kéreg vastagsága ezen a helyen ennél nagyobb. A Pannon-medence legvékonyabb kérge a Békési-süllyedékben található, ahol vastagsága 20–22 km-re tehető. A lemeztektonikai mozgások következtében természetesen kialakulhattak feláramlási pályák a vizsgált terület kőzeteiben. Ezt alátámasztják a vizsgált területen tapasztalt — itt nem tárgyalt, de ismert — recens kéregmozgások.

Egy másik dolgozat szerzője (ERŐSS 2010) szerint: „A medenceeredetű fluidumok valószínűleg komplex kőzet-víz kölcsönhatás eredményeképpen, TÓTH & ALMÁSI (2001), valamint BADA et al. (2006) szerint a kompresszió következményeként fellépő túlnyomás segítségével kerülnek a rendszerbe”. Tehát a tektonikai kompresszió hatásának és nem a magmatikus fluidum-feláramlásnak vélelmezi. Természetesen ez is csak vélelem és nem bizonyított folyamat.

DOTSIKA et al. (2010) a bór (B) nyomelem eredetére vonatkozóan hasonló véleménnyel vannak, mint a mi könyvünk szerzői, bár ezt óvatosabban teszik. Szerintük Közép-Macedóniában a karsztvízben mért igen magas 6,45 mg/l bór koncentráció geotermális eredetre, mély cirkulációra és vulkáni kőzetek kapcsolatára utal.

A témához kapcsolódóan érdekes lehet FÓRIZS et al. (2008) véleménye: „A budapesti termál-karsztvíz rendszer esetében többé-kevésbé ismert a karbonátos kőzetek $\delta^{13}C$ értéke, azonban vita tárgya, hogy honnan származik a többlet szén-dioxid. Az előadásunkban bemutatott izotópgeokémiai módszerrel számolva, a budapesti termálvizekhez keveredő CO_2 gáz $\delta^{13}C$ értéke +3 [‰]VPDB körüli. Ez az érték kizárja az utóvulkáni eredetet és a mélyebb karbonátos kőzetek metamorfózisa során felszabaduló széndioxidra utal. A budapesti termálkarszt-rendszer vizeinek kormeghatározásánál a +3 [‰]VPDB értéket használjuk a stabil szénizotópos korrekciónál".

A szerzők által tett megállapítások, miszerint a mikroelemek jelenléte a lemezek mélyebb részeivel állhatnak genetikai összefüggésben, új szemléletű feltételezések, és munkahipotézisként elfogadhatók. Szerepüket növeli, hogy elsőként jelentek meg a hazai terresztrikus hidrogeológiai irodalomban.

Irodalom — References

ALFÖLDI L., BÖCKER T. & LORBERER Á. 1977: Magyarország karbonátos-repedezett hévíztárolóinak hidrogeológiai jellemzői — In: *Magyarország hévízkútjai III.* Budapest, 17–25.

BADA G. & HORVÁTH F. 1998: A Pannon-medence jelenkori tektonikája.— *Természet Világa* **127/II.** különszám, 18–23.

BADA, G., HORVÁTH, F., DÖVÉNYI, P., SZAFIÁN, P., WINDHOFFER, G. & CLOETINGH, S. 2006: Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian basin.— *Global and Planetary Change* **58/1–4,** 165–180.

CSÁSZÁR G. & HAAS J. 1974: Irodalmi áttekintés a lemeztektonikai elmélet mai helyzetéről. — *Földtani Kutatás* **17/3,** 41–56.

DOBOS I., SCHEUER GY. & KELE S. 2012: *A Dunántúli-középhegység északkeleti szárnyán kialakult karsztos hévízrendszer nyomelem adottságai.*— MHT, FTV Zrt., Budapest, 84 p.

DOTSIKA, E., POUTOUKIS, D., KLOPPMANN, W., GUERROT, C., VOUTSA,D. & KOUIMTZIS T. H. 2010: The use of O, H, B, Sr and S isotopes for tracing the origin of dissolved boron in groundwater in Central Macedonia, Greece.—*Applied Geochemistry* **25,** 1783–1796.

ENDERSBEE, L. 2005: *A Voyage of Discovery: A history of Ideas about the earth, with a new understanding of the global recources of water and petroleum, and problems of climate change.*— Monash University Library, self-published, Melbourne, 264 p.

ERŐSS A. 2010: *A Budai termálkarszt fluidumainak vizsgálata a Rózsadomb és a Gellért-hegy környezetében, különös tekintettel a karsztfejlődésben betöltött szerepükre.* — Tézisfüzet, ELTE, Budapest, 11 p.

FÓRIZS I., DEÁK J., MÜLLER P & TÓTH GY. 2008: *A többlet-szén-dioxid eredete a budapesti termál-karsztvíz rendszerben.* —Elektronikus dokumentum, Fava.hu/balatonfured2008/eloadasok/elozetes/forizs.pdf

HORVÁTH F. 2007: *A Pannon-medence geodinamikája. Eszmetörténeti tanulmány és geofizikai szintézis.* — Akadémiai doktori értekezés tézisei. ELTE Földrajz- és Földtudományi Intézet.

KILCHMANN, S., WABER, H. N., PARRIAUX, A. & BENSIMON, M. 2004: Natural tracers in recent groundwaters from different Alpine aquifers. — *Hydrogeology Journal* **12/6,** 643–661.

MARTON L. 2009: *Alkalmazott hidrogeológia.* — ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 626 p.

PINNEKER, E. V. (ed.) 1983: *General hydrogeology.* — Cambridge University Press, 141 p.

SCHEUER GY. 2011: Az aktív lemeztektonikai folyamatok hatása a Kárpát-medence körüli karsztos ásványvizekre. — *Hidrológiai Közlöny* **91/2,** 33–42.

TÓTH J. & ALMÁSI I. 2001: Interpretation of observed fluid potential patterns in a deep sedimentary basin under tectonic compression: Hungarian Great Plain, Pannonian Basin.— *Geofluids* **1/1,** 11–36.

VARSÁNYI I. 2003: A nagy mélységű termálvizek eredete Hódmezővásárhely térségében vízkémiai és izotóp elemzések alapján. — *Kézirat,* Szegedi Tudományegyetem.

WEIN GY. 1978: A Kárpátmedence kialakulásának vázlata. —*Általános Földtani Szemle* **11,** 5–34.

Kézirat beérkezett: 2012. 08. 27.

Főszerkesztői megjegyzés

Marton Lajos cikke két, a közelmúltban megjelent kiadványra reagálva, mutat be saját eredményeket. Műfaját tekintve így nehéz eldönteni, hogy szakcikként vagy könyvismertetőként kezeljük. Tekintve a lektorok pozitív véleményét, s azt, hogy a Szerző időközben elhunyt, így a cikk további módosítására nincs lehetőség, a szakcikkek sorában történő megjelentetés mellett döntöttünk.

CSÁSZÁR Géza

In memoriam

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

143/3, 295–302., Budapest, 2012

DR. GAÁL GÁBOR



1938—2013

GAÁL Gábor a felvidéki Nyitrán született 1938. október 28-án, és 1945-ig Léván nevelkedett. A háborút követően a család Budapestre települt át. Itt végezte általános és középiskolai tanulmányait, amit közvetlenül az érettségi előtt az 1956-os forradalom eseményei szakítottak meg. 1957 februárjában Jugoszlávián keresztül Ausztriába menekült, ahol Innsbruckban az Ungarische Mittelschuleban, a Magyar Középiskolában még abban az évben leérettségizett.

1957-től 1963-ig a Bécsi Egyetemen tanult geológiát, őslénytant és kőzettant, kiegészítésképpen fizikát és matematikát. Ausztriában szerezte meg diplomáját és doktori (Ph.D.) címét, a Keleti-Alpok egyik stájerországi területének metamorf kőzeteiről és szerkezetéről írt, „Geologie des Rosskogelgebietes W Mürzzuschlag" című dolgozatával 1964-ben. Egyetemi évei alatt nyaranta egy diákcsere program keretében Finnországban, az Outokumpu Oy bányacégnél dolgozott, az ott szerzett gyakorlat megalapozta és irányította pályakezdő éveit. 1964 őszén már nem is tért vissza Ausztriába, hanem Finnországban maradt az Outokumpu Oy kutató geológusaként. Előtte azonban még, a diploma megszerzése után, egy kitérővel az indiai Bihar államban térképezett fél évig, a Geological Survey of India kötelékében.

A finnországi évek több szempontból meghatározóak lettek GAÁL Gábor életében. Az Outokumpu kisvárosban, a fagyos Észak-Karéliában töltött hét év szakmai elismertséget, a finn nyelv elsajátítását, és családalapítást jelentett számára, Finnországban megtalálta második hazáját, a magyar és az osztrák mellé megkapta a finn állampolgárságot is.

Állandóan újat kereső szakmai érdeklődése miatt azonban lassan szűkössé váltak a bányavállalat keretei, és 1973-ban a Finn Kereskedelmi és Ipari Minisztérium szolgálatába került, ahol négy évig az Észak-finnországi Ércföldtani Bizottság vezetőjeként egy átfogó tudományos, felderítő érckutatási programot irányított.

Még egy évet dolgozott az Outokumpu Oy vállalatnál, ahonnan útja a Helsinki Egyetemre vezetett, ahol 1978 áprilisától címzetes egyetemi tanárként dolgozott, szerkezeti földtant, szedimentológiát és prekambriumi földtan tárgyakat oktatott. Az oktatás nem volt újdonság számára, mert már 1970-től docensként rendszeresen tartott előadásokat az Oului Egyetemen szerkezeti földtan témakörben. Az egyetemi évek tág teret biztosítottak a nemzetközi kapcsolatok építésére, részt vett a Nemzetközi Geológiai Korrelációs Program (IGCP) egyes projektjeiben és a Földtudományok Nemzetközi Uniója (IUGS) Tektonikai Bizottságának munkájában. Számos országban vett részt kongresszusokon, szakmai terepbejárásokon Grönlandtól Dél-Afrikáig, és a Szovjetuniótól Mexikóig.

1982 januárjában meghívást kapott Brazíliába, ahol vendég professzorként szerkezeti földtant és metallogéniát tanított a Bahía Szövetségi Egyetemen, Salvadorban. Konzulensként szakértői munkát is végzett nagy brazil állami ércbányászati vállalatoknál (DOCEGEO, CBPM és Caraiba Metais S.A.).

1983 júliusában visszatért Finnországba. A Finn Földtani Szolgálatnál (GTK) főgeológusként „Az ásványi nyersanyagok előkutatása" egységet irányította, majd 1988-tól a „Nemzetközi kapcsolatok" osztályt vezette. Ebben az időben tovább bővült nemzetközi kutatási tevékenysége, újabb IGCP projekt résztvevője, 1985-től elnöke az IUGS COGEODATA Bizottságának, tagja, majd alelnöke az IUGS/UNESCO Deposit Modelling Programnak, tagja a Nemzetközi Litoszféra Program egyik munkabizottságának. Nemzetközi, svéd és finn segélyszervezeteknek nyújt szakmai támogatást. 1986–87-ben a Finn Földtani Társaság alelnöke, majd elnöke.

1991-ben négy hónapra vendég professzori meghívást kapott Ausztráliába, a Perth-ben működő University of Western Australia egyik tanszékére. Itt határozta el, hogy megpályázza a budapesti Magyar Állami Földtani Intézet igazgatói székére kiírt pályázatot, amit el is nyert, és 1991. július 1-től öt éven keresztül be is töltötte az igazgatói tisztséget.

GAÁL Gábor hazatért, de szakmai, és a társadalmi kapcsolatok tekintetében is ismeretlen területre lépett. Az akkor, 1991-ben működésének 122. évében lévő Magyar Állami Földtani Intézet éppúgy az átalakulás/átalakítás sodrába került, mint a felügyeletét ellátó államigazgatási intézmények és szakmai társszervezetek. Az ország társadalmi, gazdasági rendjének megváltozása új követelményeket támasztott a földtani kutatás irányával, súlyponti területeivel szemben is. Az új igazgató küzdött az egymást váltó miniszterek, hazai és külföldi tanácsadók sokszor megalapozatlan és megvalósíthatatlan szervezeti átalakítási elképzeléseivel, a kényszerű, nagyarányú létszámcsökkentés hálátlan feladatával, és a működési feltételeket biztosító zsugorodó költségvetés gondjával. Végül — az 1993 novemberében megalakult — Magyar Geológiai Szolgálathoz tartozás jelentette azt a szakmai mozgástérben, létszámban és költségvetésben is leszűkített, de szabályozott keretet, mely a következő 13 évben meghatározta a Magyar Állami Földtani Intézet működését.

GAÁL Gábor elképzelése, egy szakmailag önálló, korszerű „geological survey" típusú szervezetté kovácsolni a történelmi hagyományokkal rendelkező Magyar Állami Földtani Intézetet, egyelőre csak részben tudott megvalósulni. Igazgatói ténykedésének legfontosabb eredményeként a magas színvonalú tudományos kutatómunka folyamatosságát, új, a társadalmi igényeknek megfelelő kutatási irányok kialakítását, és a kutatási munka hatékonyságát biztosító program-projekt rendszer bevezetését említhetjük. Mindehhez hozzá vehetjük az intézet korábbiakhoz képest nyitottabbá válását, a nemzetközi kapcsolatokban való hangsúlyosabb megjelenését.

1996. június 30-án, megbízásának lejártával megvált a Magyar Állami Földtani Intézettől. Másfél éven keresztül EU-projektek megvalósításában tanácsadói szerepeket vállalt Magyarországon éppúgy, mint Finnországban.

1998 januárjától ismét a Finn Földtani Szolgálatnál dolgozott kutatási igazgatóként, feladatai közé többek között hazai és EU nyersanyag-kutatási és környezeti projektek irányítása tartozott. A szervezeti átalakulások a Finn Földtani Szolgálatot sem kerülték el. A GAÁL Gábor vezette kutatási igazgatóság egyesült az Espoo-ban székelő Dél-Finnországi Területi Részleggel, és az így létrejött 200 fős kutatóintézet irányítását GAÁL Gábor kapta. Eredményes kutatások, kiterjedt nemzetközi kutatási együttműködés jellemezte ezeket az éveket.

2003. októberében, 65 éves korában GAÁL Gábor nyugdíjba vonult, ami azonban nem jelentette szakmai pályafutásának végét. A következő években, haláláig, az EU fejlesztési projektjeiben való pályázatírói, konzulensi vagy technikai irányítói részvétel jelentett számára új és új szakmai kihívást. Nyolc, nagy fejlesztési projektben, számos európai ország számtalan partnerintézményével dolgozott együtt, köztük több alkalommal a Magyar Állami Földtani Intézettel. Az európai ércbányászat megújítása céljából indított, a szívéhez oly közel álló, 17 millió Euroval támogatott nagy fejlesztési projektben, 11 európai ország 31 partnerintézményének tevékenységét koordinálta. A „ProMine" projekt befejezését már nem érte meg, de még életében meghozta számára a nemzetközi elismerést, a FEM-díj (Fennoscandian Exploration and Mining Award) elnyerésével. GAÁL Gábor tagja volt több ország (Ausztria, Németország, Magyarország, Finnország) földtani szakmai szervezeteinek, közülük az utóbbi, a Finn Geológiai Társaság 2007-ben a legrangosabb szakmai kitüntetéssel, az Eskola-medállal jutalmazta GAÁL Gábor szakmai életművét.

GAÁL Gábor igazi integráló személyiség volt, szakmai kvalitásai leginkább nemzetközi környezetben, projektek, szakmai rendezvények szervezésében teljesedett ki. Széles körű nyelvtudása, kapcsolatrendszere, kommunikatív egyénisége, határozottsága voltak szakmai sikereinek legfőbb zálogai.

BREZSNYÁNSZKY KÁROLY

Obituary of Dr. Gábor GAÁL (1938–2013)

In the name of the IUGS (International Union of Geological Sciences) I have the sad privilege to say a few words about Professor Gábor GAÁL, who has unexpectedly left us forever.

Gábor GAÁL was born in Czechoslovakia, studied and graduated in Vienna, Austria, got married and made a remarkable career in Finland. He hold high posts with the Outokumpu Oy Mining Co, the Geologinen Tutkimuskeskus or Geological Research Centre at Espoo, and the Universities of Oulu and Helsinki. He worked as geologist on five continents, from Brazil to Australia, mastered several languages, including even Portuguese.

Gábor GAÁL was very active in the IUGS, too. Realizing the utmost importance of informatics in general and of computerized data processing, he contributed considerably to the development of COGEODATA. He was even elected Chairman of this international Commission. It was at a COGEODATA Conference held in Hungary that I met him for the first time, in 1983. Another favourite topic of Gábor GAÁL was the worldwide Deposit Modelling Program, of which he also became President. Appreciating his know-how and achievements, Gábor GAÁL was elected one of the Vice Presidents of the IUGS — the second Hungarian after the geochemist Professor Gyula GRASSELLY.

In 1991 Gábor GAÁL came to a crossroad. He had to choose between two very different jobs: director of the Earth Sciences Division of UNESCO in Paris and director of the prestigious MÁFI, the Geological Institute of Hungary in

Budapest. It was not easy for him to decide. As he put it, with a smile even larger than usual: — "*I had to choose betwen my pocket and my heart.*" He opted for his heart, although he was fully aware of the challenges and difficulties he would have to face.

During his 5-year term Gábor GAÁL reorganized the Institute trying to adapt it to the consequences of the radical change of the political regime in Hungary in 1989–1990. He had to reduce the Institute's staff dramatically. No wonder that this provoked severe criticism and rendered him rather unpopular in the geological community of Hungary.

Having stubbornly absolved his extremely thankless task, he returned to Finland, to "his" Geologinen Tutkimuskeskus. Among many other things he prepared a French-language geological mapping tender for Mauritania. Assisting him for three weeks, I was fascinated by his indefatigable activity, punctuated regularly by swimming, sauna and sandwiches, and near-zero sleep.

For the last years of his eventful and successful life Gábor GAÁL has returned to his native country, Hungary, dedicating most of his time to his family.

The vigorous dynamism, inexhaustible energy and contagious high spirits of Gábor GAÁL will be missed very much by many of us.

Let him rest in peace — something he never did during his earthly life. We shall keep his memory.

DUDICH Endre

***

Dr. GAÁL Gábor temetésén búcsúztatót mondtak továbbá: Keijo NENONEN Dr., regional director of GTK Southern Finland Office; Peter SORJONEN-WARD Dr., senior scientist, GTK-Eastern Finland Office; Juha KAIJA, senior specialist, GTK-Southern Finland Office, ProMine-project, Johanna KOVÁTS Dr., Australia, family cousin; Anna SPITERI, managing director of Integrated Resources Management Co Ltd, Malta, ProMine-project; Jussi LEVEINEN Professor, Doctor of Technology, Aalto University, Department of Civiland Environmental Engineering, Engineering Geology and Applied Geophysics, Finland.

GAÁL GÁBOR nyomtatásban megjelent munkái

1964

GAAL, G. 1964: Jatul und karelische Molasse im S-Koligebiet in Nordkarelien und ihre Beziehungen zum Gebirgsbau des prekambrischen Orogenes. — *Bulletin de la Commission Géologique de la Finlande* **213,** 1–45.

GAAL, G. 1964: Pre-Cambrian flysch and molasse-tectonics and sedimentation around Rakha mines and Jaikan in Singhbhum District, Bihar, India. — *Internat. Geol. Congr., XXII Session, India, Proc. of the section 4, Rock deformation and tectonics.* 331—356.

1971

GAÁL, G. & RAUHAMÄKI, E. 1971: Petrological and structural analysis of the Haukivesi area between Varkaus and Savonlinna, Finland. — *Bulletin of the Geological Society of Finland* **43/2,** 265–337.

1972

GAÁL, G. 1972: Tectonic control of some Ni-Cu deposits in Finland. — In: *International Geological Congress, 24th session, Montreal 1972: Section 4, Mineral deposits.* 215–224.

GAÁL, G. 1972: Rakennegeologia I. Turun yliopiston geologian ja mineralogian osaston julkaisuja. — *Opintomoniste* **3.** Turku: Turun yliopisto. 76 p.

1973

GAÁL, G., HELOVUORI, O., HUHMA, A., MARTTILA, E., PARKKINEN, J., PEHKONEN, E., SAASTAMOINEN, J. & VILUKSELA, E. 1973: On the stratigraphy of Ostrobothnia, Savo and North Karelia, in Finland. — In: *XI Nordiska Geologiska Vintermötet, Oulu/Uleåborg, 1974 Januari, 3–5: B. Abstracts, program, deltagarlista och allmänna instruktioner.* 59–60.

GAÁL, G. & SUOKONAUTIO, V. 1973: An automatic data processing system for explorational mapping in Precambrian terrain: GEOKU. — *Bulletin of the Geological Survey of Finland* **266,** 26 p.

1974

GAÁL, G. & SUOKONAUTIO, V. 1974: GEOKU-järjestelmä ja kokemuksia sen käytöstä. — In: *Atk-sovellutukset geologiassa. Geologiliitto r.y. Koulutusmoniste 1. Otaniemi: Geologiliitto,* 56–59.

1975

GAÁL, G. 1975: Malmigeologinen projektitoiminta Pohjois-Suomessa. Summary: Ore-geological projects in northern Finland. — *Geologi* **27/4,** 56–61.

GAÁL, G., KOISTINEN, T. & MATTILA, E. 1975: Tectonics and stratigraphy of the vicinity of Outokumpu, North Karelia, Finland: including a structural analysis of the Outokumpu ore deposit. — *Bulletin of the Geological Survey of Finland* **271,** 67 p.

1976

GAÁL, G. 1976: *Itä-Afrikan geologia: lyhennelmä luentosarjasta Helsingin yliopiston geologian ja mineralogian laitoksella kevätlukukautena 1976.* 33 p.

GAÁL, G. 1976: Structural features of some stratiform ore deposits in Finland. — In: *Conference on ores and structures — The present frontier, Luleå, Oct. 25–26, 1976: abstracts. Luleå: University of Luleå,* p. 8.

1977

GAÁL, G., TONTTI, M., AUTIO, H. & LEHTONEN, M. 1977: Establishing a National Ore Data File in Finland. — *Journal of the International Association for Mathematical Geology* **9/3,** 319–325.

GAÁL, G. 1977: Structural features of Precambrian, stratabound sulphide-ore deposits in Finland. — *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **99/2 (569),** 118–126.

GAÁL, G., AUTIO, H., LEHTONEN, M., MÄKINEN, A., OKSAMA, M., SALTIKOFF, B., TONTTI, M. & VUORELA, P. 1977: Pohjois-Suomen malmitiedostoprojekti. Summary: Ore Data File Project for Northern Finland. Geologinen tutkimuslaitos. — *Tutkimusraportti* **26.** Espoo: Geologinen tutkimuslaitos. 79 p.

1978

GAÁL, G., KOISTINEN, E., LEHTONEN, M., TONTTI, M. 1978: Deposit modelling of a nickel belt in Finland. — *Journal of the International Association for Mathematical Geology* **10/5,** 543–554.

GAÁL, G. & ISOHANNI, M. 1978: Precambrian porphyry copper-molybdenum deposits in Pohjanmaa, Finland. — In: *Metallogeny of the Baltic Shield, Helsinki symposium 1978, June 12-21, Finland: IGCP Project 74/1/91 "Metallogeny of the Precambrian": abstracts. Helsinki: The Academy of Finland,* 10–11.

GAÁL, G., MIKKOLA, A. & SÖDERHOLM, B. 1978: Evolution of the Archean crust in Finland. — *Precambrian Research* **6/2,** 199–215.

GAÁL, G., PARKKINEN, J. & TALVITIE, J. 1978: Laatokan–Perämeren-vyöhykkeen tektoniikka. — In: *Laatokan–Perämeren-vyöhykkeen: Geologijaoston järjestämä symposio Otaniemessä Teknillisen korkeakoulun kemian osaston I-salissa 16.2.1978. Espoo: Vuorimiesyhdistys ry,* 20–35.

1979

GAÁL, G. & ISOHANNI, M. 1979: Characteristics of igneous intrusions and various wall rocks in some Precambrian porphyry copper-molybdenum deposits in Pohjanmaa, Finland. —*Economic Geology* **74/5,** 1198–1210.

1980

GAÁL, G. 1980: Rakennegeologia. Vasara r.y:n kurssikirjasarja 1. — *Helsinki: Helsingin yliopisto. Geologian laitos.* 113 p.

GAÁL, G. 1980: Geological setting and intrusion tectonics of the Kotalahti nickel-copper deposit, Finland. — *Bulletin of the Geological Society of Finland* **52/1,** 101–128.

1981

GAÁL, G. 1981: Metallogeny related to tectonics in the Central Baltic Shield. — *In: Geocongress '81. Open session: abstracts of papers. Johannesburg: Geological Society of South Africa,* p. 23.

BOWES, D. R. & GAÁL, G. 1981: Precambrian record of the eastern North Atlantic borderlands. — In: *Geology of the North Atlantic Borderlands. Canadian Society of Petroleum Geologists. Memoir* **7,** 31–55.

GAÁL, G., FRONT, K. & ARO, K. 1981: Geochemical exploration of a Precambrian batholith, source of a Cu-W mineralization of the tourmaline breccia type in southern Finland. — *Journal of Geochemical Exploration* **15/1–3,** 683–698.

GAÁL, G. 1981: Professori H. V. Tuomisen muotokuvan paljastustilaisuus. — *Geologi* **33/6,** 77–79.

GAÁL, G. 1981: Plate deformation of the central Baltic Shield during the late stage of the Svecokarelian orogeny. — In: *Symposium on Precambrian Problems, 27.2.–1.3.1981, Copenhagen,* p. 16.

1982

GAÁL, G. 1982: Proterozoic tectonic evolution and late Svecokarelian plate deformation of the Central Baltic Shield. — *Geologische Rundschau* **71/1,** 158–170.

GAÁL, G. 1982: Kallioperän ja malmiesiintymien deformaation tutkimuksen merkitys. In: Suomen kallioperän ja malmien metamorfoosi ja deformaatio. — *Res Terrae.* Ser. B 5, 135–151.

GAÁL, G. 1982: Precambrian sedimentation and tectonics in the border zone between the Jatulian continent and the Svecokarelian geosyncline. — In: *Sedimentary geology of the highly metamorphosed Precambrian complexes = Osadosnaja geologija glubkometamorfizovannyh kompleksov dokembrija. Moscow: Nauka,* 75–84.

GAÁL, G. 1982: Proterozoic nickel metallogeny and related tectonics in the Baltic Shield. — In: *International Symposium on Archean and early Proterozoic geologic evolution and metallogenesis: abstracts,* p. 15.

GAÁL, G. 1982: Nickel metallogeny related to tectonics in the central Baltic Shield. — *Revista Brasileira de geociẹncias* 12/1–3, 437–444.

1983

GAÁL, G., TAIPALE, K. & KÄHKÖNEN, Y. 1983: Rakennegeologian harjoituksia. — *Vasara r.y.:n kurssikirjasarja 2. Helsinki: Vasara r.y.* 98 p.

1984

GAÁL, G. 1984: Evaluation of the mineral resource potential of central Finnish Lapland by statistical analysis of geological, geochemical and geophysical data. — *Geologian tutkimuskeskus. Tutkimusraportti* **63,** Espoo: Geologian tutkimuskeskus. 69 p.

LÅNG, K., GAÁL, G. & STAROSTIN, V. 1984: Structural and petrophysical features, some Precambrian stratabound base metal deposits of Finland (Outokumpu, Vihanti, Riikonkoski). — In: *27th International Geological Congress = 27-j mezdunarodnyh geologiceskij kongress, Moskva, 4–14 avgusta: Tesizy = Abstracts,* 186–187.

GAÁL, G. 1984: World wide early to Mid-Proterozoic correlations. — In: *27th International Geological Congress = 27-j mezdunarodnyh geologiceskij kongress. Moskva, 4–14 avgusta: Tezisy = Abstracts,* p. 156.

GAÁL, G. & SINDING-LARSEN, R. 1984. Mineral resource assessment by integration of geological, geochemical and geophysical data: an example from Finnish Lapland. — In: *27th International Geological Congress = 27-j mezdunarodnyh geologiceskij kongress, Moskva, 4–14 avgusta: Tezisy = Abstracts,* p. 353.

GAÁL, G. & TEIXEIRA, J. B. G. 1984. Metallogeny and structural control of gold in the Brazilian Shield. — In: *27th International Geological Congress = 27-j mezdunarodnyh geologiceskij kongress, Moskva, 4–14 avgusta: Tezisy = Abstracts,* p. 292.

1985

GAÁL, G. 1985: Nickel metallogeny related to tectonics. — In: *Nickel-copper deposits of the Baltic Shield and Scandinavian Caledonides. Bolletin of the Geological Survey of Finland.* **333,** 143–155.

GAÁL, G. 1985: Kallioperän rakenne ja malmiesiintymät. Summary: Bedrock structures related to ore deposits. — In: *Geologiaa geofyysikoille. Geologian tutkimuskeskus. Tutkimusraportti* **69.** *Espoo: Geologian tutkimuskeskus,* 13–20.

GAÁL, G. 1985: Evolution of the Archean and Proterozoic crust in the northern and eastern Baltic Shield. — In: *Helsinki symposium on the Baltic Shield, Helsinki, 4–6 March 1985: a Finnish–Swedish contribution to the International Lithosphere Program. Espoo: Geological Survey of Finland.* 13 p.

1986

GAÁL, G. 1986: Svekokarjalainen tai svekofenninen orogenia — olisiko nimenvaihdos tarpeen?. — *Geologi* **38/6,** 123–125.

GAÁL, G. (ed.) 1986: Proterozoic mineral deposits in central Finland. — *7th IAGOD symposium and Nordkalott project meeting (Luleå, 1986): excursion guide no 5. Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. Ca 63. Uppsala: Sveriges Geologiska Undersökning.* 36 p.

GAÁL, G. 1986: Base metal, chromite and PGE deposits of central Finland: metallogeny of an Early Proterozoic continental margin. In: Proterozoic mineral deposits in central Finland. — *7th IAGOD symposium and Nordkalott project meeting (Luleå, 1986): excursion guide no 5. Sveriges Geologiska Undersökning.* Ser. **Ca 63,** 5–8.

GAÁL, G. 1986: 2200 million years of crustal evolution: the Baltic Shield. — *Bulletin of the Geological Society of Finland* **58/1,** 149–168.

GAÁL, G. (ed.) 1986: *17e Nordiska Geologmötet, Helsinki, 1986: excursion guide, excursion C3: Metallogeny and ore deposits of South Finland.* — Geologian tutkimuskeskus. Opas **16.** Espoo: Geological Survey of Finland. 70 p.

1987

GORBATSCHEV, R. & GAÁL, G. 1987: The Precambrian history of the Baltic Shield. In: *Proterozoic lithospheric evolution.* — Washington, D.C.: Boulder, CO: American Geophysical Union: Geological Society of America, 149–159.

GAÁL, G. 1987: Early-Proterozoic metallogeny and tectonics of the Fennoscandian Shield. — In: *International Conference on Precambrian Metallogeny Related to Tectonics and Computerized Mineral Resource Assessment Methods Applied to Metallogenic Provinces, December 7–19, 1987, Arusha, Tanzania: abstracts. [S.l.]: IGCP & COGEODATA.* 5–6.

GAÁL, G. 1987: Computerized mineral resource assessment studies as the base of regional exploration planning: example from Fennoscandia. — In: *International Conference on Precambrian Metallogeny Related to Tectonics and Computerized Mineral Resource Assessment Methods Applied to Metallogenic Provinces, December 7–19, 1987, Arusha, Tanzania: abstracts. [S.l.]: IGCP & COGEODATA.* 4.

GAÁL, G. & GORBATSCHEV, R. 1987: An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. — *Precambrian Research* **35,** 15–52.

GAÁL, G. & GORBATSCHEV, R. (eds) 1987: Precambrian geology and evolution of the central Baltic Shield. — *Precambrian Research* **35,** 1–382.

GAÁL, G., RUSKEENIEMI, K. & TIAINEN, M. 1987. Stratabound record of hydrothermal alteration: chemical composition and structure of cordierite bearing rocks in the Svecofennian province in Finland. — In: *Proterozoic Geochemistry, Lund, June 3–6, 1987: abstracts,* p. 36.

GAÁL, G. 1987: Fennoskandian kilven metallogenia tektoniikan näkökulmasta. Summary: Metallogeny of the Fennoscandian shield related to tectonics. — *Geologi* **39/9–10,** 175–179.

1988

GAÁL, G. & TEIXEIRA, J. B. G. 1988: Brazilian gold: metallogeny and structures. — *Krystalinikum* **19.** Prague: Czechoslovak Academy of Sciences, 43–58.

GAÁL, G. & GORBATSCHEV, R. 1988: Tectonic setting of early Proterozoic volcanism and associated metallogeny in the Fennoscandian (Baltic) Shield. — In: *Tectonic setting of Proterozoic volcanism and associated ore deposits: IGCP field conference in Sweden and Finland, 15–21 August, 1988: Geologian tutkimuskeskus. Opas* **22.** *Espoo: Geological Survey of Finland,* 3–13.

GAÁL, G. & GORBATSCHEV, R. (eds) 1988: Tectonic setting of Proterozoic volcanism and associated ore deposits. — *IGCP field conference in Sweden and Finland, 15–21 August, 1988. Geologian tutkimuskeskus. Opas* **22.** *Espoo: Geological Survey of Finland.* 112 p.

GAÁL, G., KAZANSKY, V. I. 1988: Early Proterozoic continental margins as major sites of ore deposition. — In: *Proceedings of the Seventh Quadrennial IAGOD Symposium, Luleå, Sweden, August 18–22, 1986. Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,* 93–102.

GAÁL, G. (ed.) 1988: Exploration target selection by integration of geodata using statistical and image processing techniques: an example from central Finland. — *Geologian tutkimuskeskus. Tutkimusraportti* **80.** Espoo: Geologian tutkimuskeskus. 156 p.

1989

GAÁL, G. & NEVALAINEN, R. 1989: Digitizing and other techniques applied for the geological maps of the Nordkalott region by the Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden. — In: *International Colloquium on Digital Maps in Geosciences, Würzburg, 9–11 September 1989: abstracts. Würzburg: COGEODATA & Deutsche Forschungsgemeinschaft.* 1 p.

GAÁL, G., BERTHELSEN, A., GORBATSCHEV, R., KESOLA, R., LEHTONEN, M. I., MARKER, M. & RAASE, P. 1989: Structure and composition of the Precambrian crust along the POLAR Profile in the northern Baltic Shield. In: The European Geotraverse, Part 5: The POLAR Profile. — *Tectonophysics* **162/1–2,** 1–25.

GAÁL, G. (ed.) 1989: Symposium Precambrian granitoids. Petrogenesis, geochemistry and metallogeny, August 14–17, 1989, Helsinki, Finland. Excursion C3: Archean granitoids and associated Mo. W and Au mineralization in eastern Finland. — *Geologian tutkimuskeskus. Opas* **25.** Espoo: Geologian tutkimuskeskus. 75 p.

GAÁL, G. 1989: Archaean granitoid types in eastern Finland. — In: Symposium Precambrian granitoids. Petrogenesis, geochemistry and metallogeny, August 14-17, 1989, Helsinki, Finland. Excursion C-3: Archean granitoids and associated Mo, W and Au mineralization in eastern Finland. — *Geologian tutkimuskeskus. Opas* **25.** Espoo: Geologian tutkimuskeskus, 5–6.

GAÁL, G. 1989: Early Precambrian tectonics and related metallogeny in the central Fennoscandian (Baltic) Shield. In: *Fifth meeting of the European Union of Geosciences, Strasbourg, 20–23 March 1989. Terra abstracts* **1/1,** p. 2.

GAÁL, G. 1989: Early Proterozoic metallogeny related to plate tectonics in Fennoscandian (Baltic) Shield. — In: *28th International Geological Congress, Washington, D.C. USA, July 9–19, 1989: abstracts,* 521–522.

GAÁL, G. 1989: Tectonic evolution of Fennoscandian (Baltic) Shield: comparison of Archean and Proterozoic geology with emphasis of granite-greenstone terrains. — In: *28th International Geological Congress, Washington, D.C. USA, July 9–19, 1989: abstracts,* p. 521.

GAÁL, G. 1989. Fennoskandian kilven tektoninen kehitys. — In: *Fennoskandian kilven tektoniset piirteet, Helsinki 11.-12.5.1989. Helsingin yliopisto. Geofysiikan laitos. Seminaarisarja* **5.** Helsinki: Helsingin yliopisto, 1–3.

1990

GAÁL, G. & SUNDBLAD, K. 1990: Metallogeny of gold in the Fennoscandian Shield. — *Mineralium Deposita* **25, S 104-S,** p. 114.

KAUTSKY, G., BOYD, R., GAÁL, G. & SHAIKH, N. A. 1990: The Mid-Norden project. — *Geonytt* **17/1,** p. 64.

GAÁL, G. 1990: Tectonic styles of Early Proterozoic ore deposition in the Fennoscandian Shield. — In: *Precambrian ore deposits related to tectonics. Precambrian Research* **46/1–2,** 83–114.

GAÁL, G. & GROVES, D. I. (eds) 1990: Precambrian ore deposits related to tectonics. — *Precambrian Research* **46/1–2,** 1–179.

GAÁL, G. & MERRIAM, D. F. (eds) 1990: *Computer applications in resource estimation: prediction and assessment for metals and petroleum.* — Oxford: Pergamon Press. XVI, 453 p.

GAÁL, G. 1990: Exploration target selection by integration of geodata using statistical and image processing techniques at the Geological Survey of Finland. — In: *Statistical applications in the earth sciences: proceedings of a colloquim, Ottawa, Ontario, 14–18 November, 1988. Geological Survey of Canada. Paper* **89-9.** Ottawa: Minister of Supply and Services Canada, p. 208.

LOUKOLA-RUSKEENIEMI, K., GAÁL, G. & KARPPANEN, T. 1990: Hydrothermal alteration and geochemical zonation related to structures in the Hammaslahti copper deposit, Finland. — In: *8th IAGOD Symposium in conjunction with International Conference on Mineral Deposit Modeling, August 12–18, 1990, Ottawa, Canada: program with abstracts,* A247.

GAÁL, G. & PARKKINEN, O. J. 1990: Ophiolite-hosted Cu-Zn-Co deposits of the Outokumpu-type and Proterozoic to Phanerozoic analogues. — In: *8th IAGOD Symposium in conjunction with International Conference on Mineral Deposit Modeling, August 12–18, 1990, Ottawa, Canada: program with abstracts,* A191.

GAÁL, G. & WARD, P. 1990: Comparisons between late Archaean and early Proterozoic tectonics and mineralization in the Fennoscandian Shield. — In: *Third International Archaean Symposium, Perth, 1990: extended abstracts volume. Perth: Geoconferences,* 55–57.

1991

LOUKOLA-RUSKEENIEMI, K., GAÁL, G. & KARPPANEN, T. 1991: Geochemistry, structure and genesis of the Hammaslahti copper mine — explorational tools for a sediment-hosted massive sulphide deposit. — In: *Geological Survey of Finland, Current Research 1989–1990. Geological Survey of Finland. Special Paper* **12.** Espoo: Geologian tutkimuskeskus, 101–106.

GAÁL, G. 1991: Tectonic setting of Late Svecofennian granitoid magmatism and associated mineralization. — *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **113/1,** 48–49.

1993

GAÁL, G. 1993: Tektoniikan ja rakennegeologian soveltaminen malminetsintään. In: *Malminetsinnän menetelmät. Helsinki: Yliopistopaino.* 147–156.

LOUKOLA-RUSKEENIEMI, K., GAÁL, G. & KARPPANEN, T. 1993: Geochemical and structural characteristics of a sediment-hosted copper deposit at Hammaslahti, Finland: comparison with Besshi-type massive sulphide deposits. — In: *Proceedings of the Eighth Quadrennial IAGOD Symposium, Ottawa, Canada, August 12–18, 1990. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,* 551–569.

GAÁL, G. & PARKKINEN, J. 1993: Early Proterozoic ophiolite-hosted copper-zinc-cobalt deposits of the Outokumpu type. — In: *Mineral deposit modelling. Geological Association of Canada, Special Paper* **40.** St. John's: Geological Association of Canada, 335–341.

1994

GAÁL G. 1994: Előszó. — In: *125 éves a Magyar Állami Földtani Intézet, Tanulmányok.* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 3–4.

GAÁL G. & KUTI L. 1994: Magyar Állami Földtani Intézet — közelmúlt, jelen és jövő. In: *125 éves a Magyar Állami Földtani Intézet, Tanulmányok.* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 37–47.

GAÁL, G. 1994: Foreword. — In: *125 years Hungarian Geological Survey, Studies.* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 3–5

GAÁL, G. & KUTI, L. 1994: The Hungarian Geological Survey — the near past the present and the future. — In: *125 years Hungarian Geological Survey, Studies.* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 41–52.

1995

GAÁL G. & BREZSNYÁNSZKY K. 1995: A környezetgeológia szerepe a nemzeti földtani intézetek (national geological surveys) stratégiájában: európai gyakorlat és hazai koncepció. —In: *Környezet = érték. A földtan a természetes és épített környezet védelméért. — Országos Konferencia Siófok, 1995. november 22–24.*, 1–7.

1996

GAÁL G. & BREZSNYÁNSZKY K. 1996: Future role of the Geological Surveys in the development of Central Europe. —*Anuarul Institutului Geologic al Romaniei.* **69/l,** p. 212.

1997

SORJONEN-WARD, P., GAÁL, G. & WEIHED, P. 1997: Proterozoic granite-related gold deposits in the Fennoscandian Shield. — In: *IUGS/UNESCO deposit modeling program workshop, August 31 – September 14, 1997, Kazakhstan and Kyrgyzstan. Paleozoic granite-related Au, Cu, Mo, W, REE deposits and epithermal gold deposits: programme, abstracts and excursion guidebook. Budapest: Hungarian Geological Survey,* 45–49.

2000

GAÁL, G. 2000: Assessment of environmental risks by airborne geophysical techniques validated by geophysical field measurements (AERA). — In: *Workshop on the protection of European water resources: contaminated sites – landfills – sediments: progress review 2000, 21–23 June 2000, Venice, Italy. Novara: Enichem,* 191–196.

GAÁL, G. (ed.) 2000: Application of geoscience mapping and related geoscientific products in the 21st century. — *31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, August 15–16, 2000: abstracts. Espoo: Geological Survey of Finland.* 35 p.

2001

GAÁL, G. 2001: Geological surveys and geoscience mapping in the beginning of 2000. — In: *International seminar on the role of geological surveys in the 21st century, March 5-6, 2001, Kolkata, India: abstracts and brief history of other geological surveys. Kolkata: Geological Survey of India,* p. 11.

GAÁL, G., HÄNNINEN, P., LAHTI, M. (ed.), SCHMIDT-THOMÉ, P., SULKANEN, K., VANHALA, H., BUCKUP, K., SIDERIS, G., ZERVOS, F., STOLL, R., VIEHWEG, M. & BOOM, H. DE 2001. *AERA: assessment of environmental risks by airborne geophysical techniques validated by geophysical field measurements: final report.* — Luxembourg: European Commission. 204 p.

2002

FABBRI, A. G., GAÁL, G. & MCCAMMON, R. B. (eds) 2002: *Deposit and geoenvironmental models for resource exploitation and environmental security. NATO Science Series. Series 2. Environmental security 80.* — Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. 532 p. + CD-ROM.

SCHMIDT-THOMÉ, P., LAHTI, M. & GAÁL, G. 2002: Application of airborne radiometric surveys in the mapping of areas with high natural or anthropogenic ionizing radiation. — In: *Natural ionizing radiation and health: proceedings from a symposium held at the Norwegian Academy of Science and Letters, Oslo 6–7 June 2001. Oslo: Norwegian Academy of Science and Letters,* 25–31.

2003

RASILAINEN, K., GAÁL, G., BAKER, J., BUCKUP, K., MEIJER, R. DE, MAUCEC, M., MARWICK, D., WILLIAMSON, M., SIDERIS, G. & SOTIROPOULOS, P. 2003: A non-destructive pulse neutron multiple detector tool for use in environmental, hydrocarbon and mineral exploration work. — In: *Mineral exploration and sustainable development: proceedings of the Seventh Biennial SGA Meeting, Athens, Greece, 24–28 August 2003. Rotterdam: Millpress,* 1013–1014.

RASILAINEN, K. & GAÁL, G. 2003: NuPulse: a non-destructive pulse neutron multiple detector tool for environmental logging and monitoring. — In: *3rd SENSPOL workshop: monitoring in polluted environments for integrated water-soil management, Kraków, Poland, 3–6 June, 2003.* 1 p.

2007

KAIJA, J., BAKER, J., BÁLINT, M., GAÁL, G., GONDAR, K., LEVEINEN, J., MEDGYESI, P., RÉTI, L. & SAVICI, L. 2007. Sustainable management and treatment of arsenic-bearing groundwater in southern Hungary. — In: *15th Meeting of the Association of European Geological Societies. Georesources and public policy: research, management, environment, 16–20 September 2007, Tallinn, Estonia: abstracts. Tallinn: Geological Society of Estonia,* 24–25.

GAÁL, G. 2007: Suomen kallioperägeologian ja malmitutkimuksen kehitys. — *Geologi* **59/4,** 112–118.

SZŐCS T., TÓTH GY., BREZSNYÁNSZKY K. & GAÁL G. 2007: Magyar–szlovák határmenti közös felszín alatti víztestek környezetállapota és fenntartható használata (ENWAT). — *XIV. Konferencia a felszín alatti vizekről, Balatonfüred, 2007/03/28–29, Felszín Alatti Vizekért Alapítvány, Program és Az előadások összefoglalói.* p. 11.

SZŐCS T., TÓTH GY., BREZSNYÁNSZKY K. & GAÁL G. 2007: Magyar–szlovák határmenti közös felszínalatti víztestek környezetállapota és fenntartható használata (ENWAT). — *A Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlése, Sopron, Program és az előadások kivonata,* 30–31.

2008

LEVEINEN, J., KAIJA, J., GAÁL, G., KORDIK, J., SZÖCS, T., TÓTH, GY., BARTHA, A., HAVAS, G., BREZSNYÁNSZKY, K., MALIK, P., MICHALKO, J., BODIS, D., SLANINKA, I., SVASTA, J., KUN, E., PETHÖ, S. & ÁCS, V. 2008. Water management of three Slovakian–Hungarian transboundary groundwater bodies. — In: *IV International Symposium on Transboundary Waters Management, Thessaloniki, Greece, 15–18th October 2008: abstracts. Thessaloniki: Aristotle University of Thessaloniki.* 4 p.

BREZSNYÁNSZKY, K., MALIK, P., GAÁL, G., SZÖCS, T., TÓTH, G., BARTHA, A., HAVAS, G., KORDIK, J., MICHALKO, J., BODIS, D., SVASTA, J., SLANINKA, I., LEVEINEN, J., KAIJA, J., GONDÁR-SÖREGI, K., GONDÁR, K., KUN, É., PETHÖ, S. & ÁCS, V. 2008: ENWAT: Hungarian–Slovakian transboundary groundwater bodies. — *European Geologist* **26,** 37–41.

2010

GAÁL G. & BREZSNYÁNSZKY K. 2010: Kell egy új OPNI-ügy? — *Népszabadság,* 2010. szeptember 3., Fórum rovat, p. 15.

2011

GAÁL, G., BAKER, J., CASSARD, D., GRUNDFELT, B., D'HUGUES, P., KAIJA, J., KURYLAK, W., SPITERI, A. & WEIHED, P. 2011: New aspects of exploration and mining in Europe — ProMine. — In: *8th Fennoscandian Exploration and Mining, 1–3 November 2011, Levi – Lapland, Finland: programme and abstracts,* 50–51.

2012

GAÁL, G., CASSARD, D., BERTRAND, G., SCHAEBEN, H., ROYER, J.-J., WEIHED, P., SKYTTÄ, P. & BAUER, T. 2012: Pan-European mineral resource assessment: the ProMine Project [Electronic resource]. — In: *Proceedings of the 34th International Geological Congress 2012, 5–10 August 2012, Brisbane, Australia. Canberra: Australian Geosciences Council, 2634.* CD-ROM.

MICHAEL, C., ARVANITIDIS, N., GAÁL, G., PAPAVASILEIOU, K., ILIADIS, A. & CHRISTIDIS, C. 2012: Orogenic mineralizations — a new exploration target for gold-polymetallic ore deposits in Greece [Electronic resource]. — In: *Proceedings of the 34th International Geological Congress 2012, 5–10 August 2012, Brisbane, Australia. Canberra: Australian Geosciences Council, 1277. CD-ROM.*

GAÁL, G. & RASILAINEN, K. 2012: Prediction of gold and nickel-copper deposits in central Finnish Lapland — verification after 28 years. — In: *Workshop on Mineral resources potential maps: a tool for discovering future deposits, 12–14th March, 2012, Nancy, France: Abstract book. Nancy: Nancy-Université – INPL,* 25–26.

CASSARD, D., BERTRAND, G., MALDAN, F., GAÁL, G., KAIJA, J., ANGEL, J. M., ARVANITIDIS, N., BALLAS, D., BILLA, M., CHRISTIDIS, C., DIMITROVA, D., EILU, P., FILIPE, A., GRAZEA, E., INVERNO, C., KAUNISKANGAS, E., LINTINEN, P., MÄKI, T., MATOS, J., MELIANI, M., MICHAEL, C., MLADENOVA, V., NAVAS, J., NIEDBAL, M., PERANTONIS, G., PYRA, J., SANTANA, H., SERAFIMOVSKI, T., SERRANO, J. J., STRENGEL, J., STRZELECKI, M., TASEV, G., TORNOS, F. & TUDOR, G. 2012: ProMine pan-European Mineral Deposit database: a new dataset for assessing primary mineral resources in Europe. — In: *Workshop on Mineral resources potential maps: a tool for discovering future deposits, 12–14th March, 2012, Nancy, France: abstract book. Nancy: Nancy-Université – INPL,* 9–13.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
143/3, 303–306., Budapest, 2013

Hírek, ismertetések

Összeállította: CSERNY Tibor, PALOTÁS Klára

Események, rendezvények

XVI. Congress of Hungarian Geomatematics and the V. Congress of Croatian and Hungarian Geomatematics Mórahalom, 2013. 05. 30 – 06. 01.

A rendezvény főszervezője a Geomatematikai és Számítástechnikai Szakosztály, valamint az Alföldi Területi Szervezet volt, társszervezőként közreműködött a Horvát Geológiai Társaság és a Szegedi Tudományegyetem.

Az évente megrendezésre kerülő konferencia célja a geológia, és a geológiához kapcsolódó tudományterültek adatfeldolgozási-statisztikai stratégiáinak ismertetése, elemzése, megvitatása.

A rendezvényen mintegy 50 résztvevő 27 előadása hangzott el angol nyelven, magas szakmai színvonalon. A rendezvény díszvendége volt többek között Jasenka SREMAC, a Horvát Geológiai Társaság elnöke- aki köszöntő beszédében kiemelte a két ország közös tudományos munkájának fontosságát. Magyar részről SŐREG Viktor, társelnöki minőségében képviselte a Társulatot, illetve a rendezvény díszvendége volt BÉRCZI István a MOL Nyrt. elnöki főtanácsadója.

A horvát fél részéről az INA, a Zágrábi Egyetem és a Horvát Geológiai Társaság képviseltette magát. Magyar részről a MOL, a Mecsekérc Zrt., az MFGI, az RHK Kft., a Geochem Kft., a Kőmérő Kft, a Platán Mérnöki Iroda, a BME, az IAMG Szegedi diákszekciója, és a Szegedi Tudományegyetem képviseletében hangzottak el előadások.

Az első napon a CH-szekció előadásai zajlottak.

A második nap előadásai a társtudományok jegyében teltek, melyet a késő délutáni órában a workshop követett. Ennek témája a mérés és/vagy modellezés, eredeti címen: „Measure and/or Modeling" volt, amely komoly szakmai vitát váltott ki. A szakmai programot követően a résztvevők látogatást tehettek a rendezvény helyszínéhez közel található Nagyszéksósi Bivalyrezervátumban.

A harmadik napon a térinformatika matematikai alkalmazásainak ismertetésével zárult a három napos konferencia.

Az ifjú szakemberek — a diákszekció — résztvevői bemutathatták legújabb kutatási eredményeiket, előadásaikra a tematikus szekciókon belül került sor.

A háromnapos esemény zárásaként mind a konferencia résztvevői, mind pedig a magyar és horvát szervezők reményüket fejezték ki, hogy a sikeres konferencia fényében a következő években ismét találkozhatnak és megvitathatják a legújabb geomatematikai, geostatisztikai és térinformatikai ismereteket, problémákat.

CSÖKMEI Bálint

Beszámoló a 16. Magyar Őslénytani Vándorgyűlésről 2013. május 23–25, Orfű

Idén tavasszal, a Társulat Őslénytani és Rétegtani Szakosztályának vezetése immár tizenhatodik alkalommal rendezte meg az Őslénytani Vándorgyűlést. 12 év elteltével ismét a Mecsekbe látogattunk el, a helyszín ezúttal az Orfű melletti Rácz Tanya volt.

Örvendetes, hogy az idei Vándorgyűlésre többen jelentkeztek, mint az elmúlt években; a regisztrált résztvevők száma 61 volt. A háromnapos rendezvény első és harmadik napján a kollégák 36 előadást tartottak és 16 posztert mutattak be. A bejelentett előadások nagy száma miatt az idén a korábbi 15 perc + 5perc vita helyett csak 15 perc jutott egy-egy előadásra.

A program így meglehetősen zsúfolt és ugyanakkor izgalmas is volt. Földtani kor, rendszertani csoport és munkamódszerek tekintetében egyaránt változatosnak bizonyult az elmúlt egy év hazai őslénytani eredményeit felsorakoztató ülés. Idei vendégelőadónk Frédéric LACOMBAT (Musée de Paléontologie de Chilcac, Franciaország) volt, aki „Phylogeny of the Plio-Pleistocene rhinos of Europe" címmel tartott előadást.

A korábbiaknak megfelelően a szakosztály vezetősége az idén is díjazta a legjobb előadásokat, ill. posztereket. Ennek kapcsán az alábbi kategóriákban a következő eredmények születtek:

Hallgatói kategória

Első helyezett: KARÁDI Viktor, második helyezett: ZSIBORÁS Gábor, harmadik helyezettek: BOTKA Dániel és BRAUN Benjámin.

PhD kategória

Első helyezett: VIRÁG Attila, második helyezett: KOCSIS Tibor Ádám, harmadik helyezettek: BOTFALVAI Gábor és BODOR Emese.

A rendezvény második napja hagyományosan terepbejárás. A program során a Mecsek és a Villányi-hegység néhány nevezetes lelőhelyét keresték fel a résztvevők. A megállók időrendi sorrendben a következők voltak: Kishajmás, (kárpáti–badeni slír); Kovácsszénája, (badeni és szarmata faunás mészkő); Pécs, (Remeterét), (triász dolomit álkövületekkel); Réka-völgy, (toarci, halas pala) és Villány (Templom-hegy, Somssich-hegy) (triász dolomit hüllőmaradványokkal). A kirándulás egyes pontjain a lelőhelyeket kiválóan ismerő kollégák (BARANYI Viktória, DULAI Alfréd, GALÁCZ András, KONRÁD Gyula, RAUCSIK Béla, SEBE Krisztina és ŐSI Attila) tartottak vezetést.

A vándorgyűlésről készült 65 oldalas programfüzet az előadások és poszterek kivonatát és a kirándulásvezetőt egyaránt tartalmazza. A rendezvényt a Hantken Miksa Alapítvány és a Magyar Természettudományi Múzeum támogatta.

FŐZY István

A Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlése Veszprém 2013. július 4–6.

A Társulat a Pannon Egyetem Mérnöki Karának közreműködésével rendezte meg soron következő Földtudományi Vándorgyűlését és Kiállítását, amelynek témája a „Földtudományok a fenntartható gazdaság érdekében" volt. A rendezvény társszervezője a Magyar Geofizikusok Egyesülete és az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület volt.

A háromévente megrendezésre kerülő Vándorgyűlés célja, hogy bemutassa a hazai tudományos kutatások legújabb eredményeit a földtan, a geofizika, a környezettudomány és a bányászat területéről annak érdekében, hogy a szakma, a döntéshozók, és a nagyközönség figyelmét felhívja a földtudományok megkerülhetetlen szerepére a 21. század fenntartható gazdaságának megteremtésében és társadalmi vonatkozásaiban.

Az első nap délutánján a város és a környező települések nagyközönségét invitálták a szervezők érdekfeszítő ismeretterjesztő előadásokra.

A konferencia résztvevői köre és témakörei

A rendezvény fővédnöke és a rendezvény első köszöntője a Pannon Egyetem rektora, Prof. FRIEDLER Ferenc volt. Rajta kívül a résztvevőket üdvözölték a rendezvény további védnökei: PORGA Gyula Veszprém polgármestere, Prof. BÍRÓ Péter akadémikus, a MTA Veszprémi Területi Bizottságának elnöke és Dr. TAMAGA Ferenc a Magyar Bányászati és Földtani Hivatal elnökhelyettese. Köszöntőt mondott Dr. FANCSIK Tamás a Magyar Geofizikusok Egyesületének elnöke, a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet igazgatója, valamint Dr. GAGYI PÁLFFY András az OMBKE ügyvezető igazgatója. A rendezvényt Dr. BAKSA Csaba, a Magyarhoni Földtani Társulat elnöke nyitotta meg.

A szakmai előadások előtt KERCSMÁR Zsolt geológus játszott húros hangszereken hangulatos, szép muzsikát.

A plenáris előadások keretében a résztvevők átfogó képet kaphattak az EU nyersanyag és innovációs politikájáról, a hazai szénhidrogén- és geotermikusenergia-kutatás helyzetéről, továbbá a földtan és a geofizika múltbeli, jelenkori és a jövőbeli kihívásairól.

Újdonságként, az érdeklődő nagyközönség számára is kerültek a programba a földtudományi ismeretterjesztő előadások. Ezek népszerű és aktuális témákat mutattak be közérthető stílusban a közelmúltban megalakult Bakony–Balaton Geoparkról, a 2013-ban maximumot elérő naptevékenység földi hatásairól és válaszáról, az iharkúti dinoszaurusz kutatás eredményeiről és perspektívájáról, valamint a bor és a geológia szoros kapcsolatáról.

A Vándorgyűlés második napján két párhuzamos szekcióülés-sorozatban az alap és alkalmazott földtudományi kutatások eredményeit ismerhették meg a résztvevők. A szép számban látogatott, klasszikusnak mondható geofizikai, földtani, bányászati és geomatematikai témájú előadások mellett helyet kaptak természetvédelmi, mérnökgeológiai és környezetföldtani, továbbá kármentesítési témák is.

Elsősorban fiatal előadókkal és a folyamatban lévő kutatások részeredményeit bemutató kollégák munkáival ismerkedhettek meg az érdeklődők a poszterszekcióban.

A Vándorgyűlés programját színesítendően, az alábbi kiállítók jelentek meg szóróanyaggal és szakmai poszterekkel:

Nagykanizsai Olajipari Múzeum, Bakony–Balaton Geopark, Zerlux Kft., Elgoscar-2000 Kft.

A harmadik napon zajló terepbejárás során a régió védett földtudományi értékeit (úrkúti őskarszt; Tapolcai-medence, tanúhegyek; Káli-medence, kőtenger; Tihanyi-félsziget), továbbá felhagyott és jelenleg is működő bányák földtani szelvényeit (pulai pliocén piroklasztit; balatonrendesi permi homokkő, kisőrspusztai pannóniai homok) tanulmányozhatta a mindvégig számos és lelkesen aktív résztvevő.

A háromnapos rendezvény szakmai programját hangulatos és színvonalas baráti összejövetelek színesítették. Az első napi fogadáson fellépett a Balatonarácsi Koloska Szenior néptánc-együttes, míg a második nap estéjén a tihanyi Ferenc-pincészetben borkóstolóval egybekötött, balatoni ízeket bemutató vacsorán folytatódtak a jó hangulatú baráti beszélgetések.

A Vándorgyűlés eredményei

A Vándorgyűlésen bemutatásra kerültek a 2010-ben megrendezett Szegedi Földtani Vándorgyűlés óta eltelt időszak legújabb földtani, geofizikai és bányászati vonatkozású eredményei.

A rendezvényen 110 résztvevő 41 előadást és 5 posztert mutatott be, döntő többségében magas szakmai színvonalon.A Veszprémi Vándorgyűlésen képviseltette magát az ELTE, a Miskolci Egyetem, a Pannon Egyetem, a Szegedi Tudományegyetem és a Budapest Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem. Több előadást mutattak be a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, valamint a Magyar Bányászati és Földtani Hivatal munkatársai. A földtudományok nemzetgazdasági szerepét a Mol Nyrt., a Zerlux Hungary Kft., az RHK Kft., MAL Zrt. és az Elgoscar-2000 Kft. munkatársainak előadásai mutatta be. Természetvédelmi témában a Bakony–Balaton Geopark és a Novohrad–Nógrád Geopark képviseltette magát.

Az ifjú szakemberek egy része a poszterszekcióban mutathatta be legújabb kutatási eredményeit.

A háromnapos esemény zárásaként a konferencia résztvevői és a szervezők reményüket fejezték ki, hogy e történelmi hagyományú rendezvénysorozat folytatásaként a következő években ismét találkozhatnak és megvitathatják a legújabb föld- és környezettudományi problémákat.

A Vándorgyűlésen CSERNY Tibor által készített fényképek, a városi TV felvétele, valamint a megyei újság online változatában megjelent ide vonatkozó cikk elérhetősége megtalálható az MFT honlapján.

HÁMOR Tamás, HÁMORNÉ VIDÓ Mária

A IX. Földtani Veszélyforrás Konferencia 2013. június 5–6. Visegrád

1996 őszén BUTHINÉ BEREI Irmával (BM) kitaláltuk, hogy az 1975 óta működő Pincék és más mesterséges üregek okozta veszélyelhárítási Tárcaközi Bizottság mintájára megszervezzünk a partfalomlások megelőzésére a preventív támogatási rendszert. Szerencsére KUNCZE Gábor akkori belügyminiszter úr támogatta a kezdeményezést és a program az 1015/1997. (I. 15.) Kormányhatározattal elkezdődött 340 mFt támogatási kerettel. A partfalprobléma földtani, geotechnikai, morfológiai, hidrogeológia és antropogén okainak feltárása, megértése a lehetséges védekezési módok bemutatása érdekében elkezdtem szervezni egy konferenciát. Kiderült, hogy ezt intézményi háttér nélkül nem lehetséges. Ezért a szervezést hivatalosan a Magyar Geológia Szolgálat és a Magyarhoni Földtani Társulat végezte, a gyakorlatban ZIMMERMANN Katalin és én.

Voltak ellenérzések is a Pakson megrendezett 1. Partfal Konferencia iránt, de ezzel együtt nagyon sikeres lett, amit a 125 fő regisztrált részvevő is mutat. 2001-től MADARAS Attila lett az összevont pince-, partfal- és földcsuszamlás veszély-elhárítás szakértői bizottság elnöke és a konferenciát is átneveztük Földtani Veszélyforrás Konferenciára. Ettől az évtől kezdve védnökünk az Országos Katasztrófavédelmi Főigazgatóság.

A konferenciákat változó helyszíneken rendeztük és kialakult egy 50 fő körüli állandó résztvevői kör, de mindig jöttek újak, míg mások elmaradtak. Az idén kilencedik alkalommal Visegrádon megrendezett konferencián 75 regisztrált részvevő volt, 17 előadás hangzott el és 2 poszter bemutató is volt. Az eredeti téma megtartása mellett újabbak is tárgyalásra kerültek. Az aktuális téma: Együtt élés: a természetes partfalakkal, a földcsuszamlásokkal, a térfogatváltozó agyagtalajokkal, az alábányászott, alápincézett területek okozta veszélyekkel, a klímaváltozással.

Minden konferenciának volt valami extra programja, vagy egy olyan külső körülmény, ami emlékezetessé tette. Ilyen volt a 2003-ban a paksi atomerőmű balesete, vagy az idei év rekord árvize, ami miatt bizony sokan otthon maradtak. Izgalmas volt nézni a szállodából az előadások szünetében hogyan emelkedik Duna vízszintje óráról órára. A résztvevők között is voltak, akik beálltak homokzsákokat tölteni.

Idén tavasszal az első három hónapban az átlagos évi csapadékmennyiség bő fele kb. 400 mm hullott sok helyen. A bejelentett

vis maior események száma is magas volt, 160 helyszínről készítettünk szakvéleményt. Nagyon sok előadás kapcsolódott ezekhez az eseményekhez is, de több előadás még a 2010. évi rekord csapadékos évben bekövetkezett földtani katasztrófák felszámolásának tapasztalatairól szólt. Örömmel vettem tudomásul, hogy végre a geológus kollégák körében is elfogadottá vált ez a témakör, ez a konferencia. Előadásaikban értékes alapkutatási eredményekről számoltak be. Az előadások listája, illetve az összefoglalók a MFT honlapján elolvashatók. Sajnáltam, hogy a költségek növekedésével, a szponzorációk érthető csökkenésével idén már nem tudtam meghívni a Vivát Bacchus énekegyüttest.

Én a továbbiakban külföldön kívánok dolgozni. Remélem, van olyan fontos ez a téma, hogy ez a sikeres konferenciasorozat nem szakad meg és lesz, aki átveszi a szervezést.

OSZVALD Tamás

„A magyarországi ásványi nyersanyagok aktuális ásványvagyon-értékelési, -kutatási kérdései és bányászati, kitermelési lehetőségei" előadói nap 2013. június 13.

A rendezvényre az MTA Pécsi Akadémiai Bizottság székházában került sor, szervezője az MTA Pécsi Akadémiai Bizottság X. sz. Föld- és Környezettudományok Szakbizottsága Földtani és Bányászati Munkabizottsága, Magyarhoni Földtani Társulat Dél-dunántúli Területi Szervezete (MFT) volt.

Társrendezői az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület Mecseki Csoportja (OMBKE), a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet és a Magyar Bányászati és Földtani Hivatal voltak.

A rendezvényt a MOL Nyrt. és a Wildhorse Energy Kft. támogatta.

Az egész napos rendezvényen a témához kapcsolódóan 10 előadást, egy 1 cégbemutatót (külszíni bányászati rendszereket és alkatrészeket gyártó cég) és egy felkért hozzászólást (GAGYI-PÁLFFY András — Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület) hallgathatott meg a mintegy 79 résztvevő. Az előadások időtartama elérte az 1–1 órát. Amelyekhez többnyire több hozzászólás és intenzív vita is kapcsolódott. Ezek a hozzászólások, viták bizonyították a téma fontosságát, a szakmai érdeklődést, a bányászati és geoszakemberek elhivatottságát, felelősségérzetét. A zárszó idején is még 50 fő fölött volt a résztvevők száma.

Az előadói nap többek között az ásványvagyon-nyilvántartás, készletszámítás nemzetközi és hazai rendszereinek áttekintésével, harmonizációjával, az alkalmazott ásványi nyersanyagok kutatásához, kitermeléséhez kapcsolódó jogszabályi változások bemutatásával és azok következményeivel, a mecseki uránbányászat újraindításának szabályozási kérdéseivel foglalkozott.

Ezeken kívül ásványi nyersanyagkutatási témakörhöz kapcsolódó kutatási és feldolgozási eredmények, módszerek is bemutatásra kerültek a szén- és érckutatás területén (pl. Dél-Dunántúl antimon, indium, berillium, magnézium, kobalt, nióbium,fluorit, platina csoport, gallium, ritkaföldek, germánium, tantál, grafit, wolfram lelőhelyeinek, és indikációinak a vizsgálata).

A magyarországi bauxitbányászat elmúlt 25 éves történetéről, a bauxit ásványinyersanyag-értékeléséről, adat- és mintamegőrző tevékenységéről is, halhattunk egy előadást.

HÁMOS Gábor

Emlékezés Dr. MIHÁLTZ Istvánné Dr. V. FARAGÓ Máriára (1913. június 22 – 2010. augusztus 16.) születése 100. évfordulóján

A megemlékezést — a család kezdeményezésére — az egykori két földtani munkahely: a Szegedi Egyetem, és a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet valamint a Magyarhoni Földtani Társulat részvételével június 22-én tartották. Az intézmények képviseletében megjelentek az eseményen azok a MIHÁLTZ Istvánnéval korábban együtt vagy egymás mellett dolgozó munkatársak, akik nagy tisztelői voltak a kiváló pollenkutatónak.

Az ünnepséget MIHÁLTZ Gábor nyitotta meg és felkérte a Szegedi Egyetem egykori hallgatóját, DOBOS Irmát a megemlékezés megtartására.

DOBOS Irma

Személyi hírek

Augusztus 20-án kiemelkedő muzeológiai tevékenységéért Móra Ferenc díjat kapott Dr. SZAKÁLL Sándor, a Miskolci Egyetem Ásvány- és Kőzettani Intézeti Tanszékének tanszékvezető egyetemi docense, muzeológus.

Gyászhírek

Szomorú szívvel tudatjuk hogy Dr. GAÁL Gábor, a Magyar Állami Földtani Intézet volt Igazgatója 2013. június 16-án elhunyt.

Szomorú szívvel tudatjuk, hogy életének 87. évében elhunyt Dr. SIPOSS Zoltán, aki hosszú évtizedekig volt a MÁFI munkatársa.

Emlékük szívünkben és munkáikban tovább él!

Könyvismertetés

MÁRTON Mátyás: A Világtenger kartográfus szemmel

ELTE Informatikai Kar, Térképtudományi és Geoinformatikai Tanszék, Budapest, 2012., 358 oldal

A Föld felszínének 71%-át, közel 362 millió km^2-t, tenger borítja. A földtörténet során az óceánok elhelyezkedése, kiterjedése, jellege éppúgy állandó változáson ment át, mint a szárazföldeké, üledékei a geológiai múlt nyomozásának eszközei. Az óceánokat tartjuk a földi élet bölcsőjének, és napjainkban is a Világtenger adja bolygónk életterének nagy részét, itt található a bioszféra túlnyomó része. A vízszint dinamikus emelkedése és süllyedése közvetlen befolyással van a szárazföldi életterekre, az emberi civilizáció alakulására.

Az óceánok és tengerek morfológiájával, mélységviszonyaival, térképi ábrázolásuk, nevezéktanuk szerteágazó problematikájával foglalkozik MÁRTON Mátyás, az Eötvös Loránd Tudományegyetem Térképtudományi és Geoinformatikai Tanszékének docense a közelmúltban megjelent könyvében. Három évtizedes kutatásainak és adatgyűjtésének eredményeit a földtudományok bármely ágát művelő szakember haszonnal forgathatja.

A könyv négy részből áll:

I. A tenger megismerésének és térképi ábrázolásának fejlődése.

II. Az általános mélységtérképek készítésének elvi modellje.

III. A Világtenger tagolása.

IV. Mellékletek.

Az I. részben a Szerző kifejti a témaválasztás indokait, célját, melyből kitűnik, hogy a földtudományokban érdekelt térkép-felhasználókat és oktatókat tekinti a legfontosabb potenciális olvasóknak. Ismerteti kutatási módszereit is, melyek széleskörű adatgyűjtésen alapulnak, ezt adatintegrálás, szintéziskészítés, és visszacsatolásként azok gyakorlati próbája követi.

A Szerző elvezet bennünket a tengerhajózás történetébe, mely egyidős az emberiség történelmével. Az ókori partmenti hajózási kalauzoktól, a 13. század végétől általánosan használt portolántérképeken keresztül, folyamatos fejlődést mutatnak a tengert ábrázoló kartográfiai művek. A 19. század közepére befejeződik a Föld felszínének térképezése, a természettudományos kutatások a tengervíz tulajdonságainak (sótartalom, vízhőmérséklet stb.) változásai mellett a mélytengeri környezet kutatása felé fordul. A tengerfenék-térképezés mind pontosabbá válásához két dolog, a földrajzihely-meghatározás és a mélységmérési technika fejlődése kellett. A technikai fejlődés és a Nemzetközi Geofizikai Év (1957. július 1. – 1958. december 31.) világméretű tudományos együttműködési programja biztosította azt az alapot, melyből az 1960-as évekre kinőtt a nagyszerű földtudományi szintézis, a lemeztektonikai elmélet.

A fejezet végén a Szerző részletesen ismerteti a tanulmány sarokkövének tekinthető GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans) térképeknek a 20. század elején kezdődött, egymást követő kiadásainak egyre pontosabb és adatgazdagabb sorozatát.

A II. rész elején a Szerző a Világóceán optimális ábrázolásának térképi vetületi feltételrendszerét tárgyalja. Az általa kifejlesztett, a Baranyi IV. vetületből származtatott osztott vetület mellett teszi le a voksot, az így megszerkesztett világtérképen a legideálisabb a Föld tengerrel borított felületeinek ábrázolása. Ezt követően kartográfiai, ábrázolástechnikai szempontból elemzi a mélységadatok generalizálási kérdéseit. Geológusok számára különösen érdekes az a rész, ahol a tengerfenék és a kontinensszegély formakincsét földtudományi, lemeztektonikai alapokról indítva elemzi, példákkal illusztrálva a leginkább megfelelőnek tartott térképi ábrázolási módszereket. Az elemzés a térképolvasás, értelmezés oldaláról is hasznos útmutatónak számít. Az ábrázolástechnika mellett a térképi névrajz kérdéseivel foglalkozik egy, akár önálló tanulmánynak is beillő, csaknem 50 oldal terjedelmű fejezetrész. A Szerző próbál rendet vágni a földrajzi nevek írásmódjának dzsungelében, mely legalább olyan sűrű erdő, mint a földtani képződményeké, fogalmaké. Az átfedések és hasonlóságok végtelenek, így a földtudományokkal foglalkozók, szerzők, szerkesztők értékes támpontokat találhatnak munkájukhoz a tanulmányban.

A III. rész táblázatosan, térképekkel, kivágatokkal illusztrálva mutatja be a Világtenger óceánokra és tengerekre történő felosztását, az elhatárolás kritériumait. A tanulmányt irodalomjegyzék, pontos tárgy- és névmutató egészíti ki.

A mellékletek között találjuk „A Világtenger térképeken" című atlaszt. 14 táblán mutatja be az óceánok és tengerek summerolt domborzatábrázolással készült, gazdag névanyaggal kiegészített térképeit. A summerolás igényes munkája SZILÁDI József keze alól került ki.

A földtudományokkal foglalkozók haszonnal forgathatják a könyvet.

A könyv kereskedelmi forgalomba nem került.

BREZSNYÁNSZKY Károly